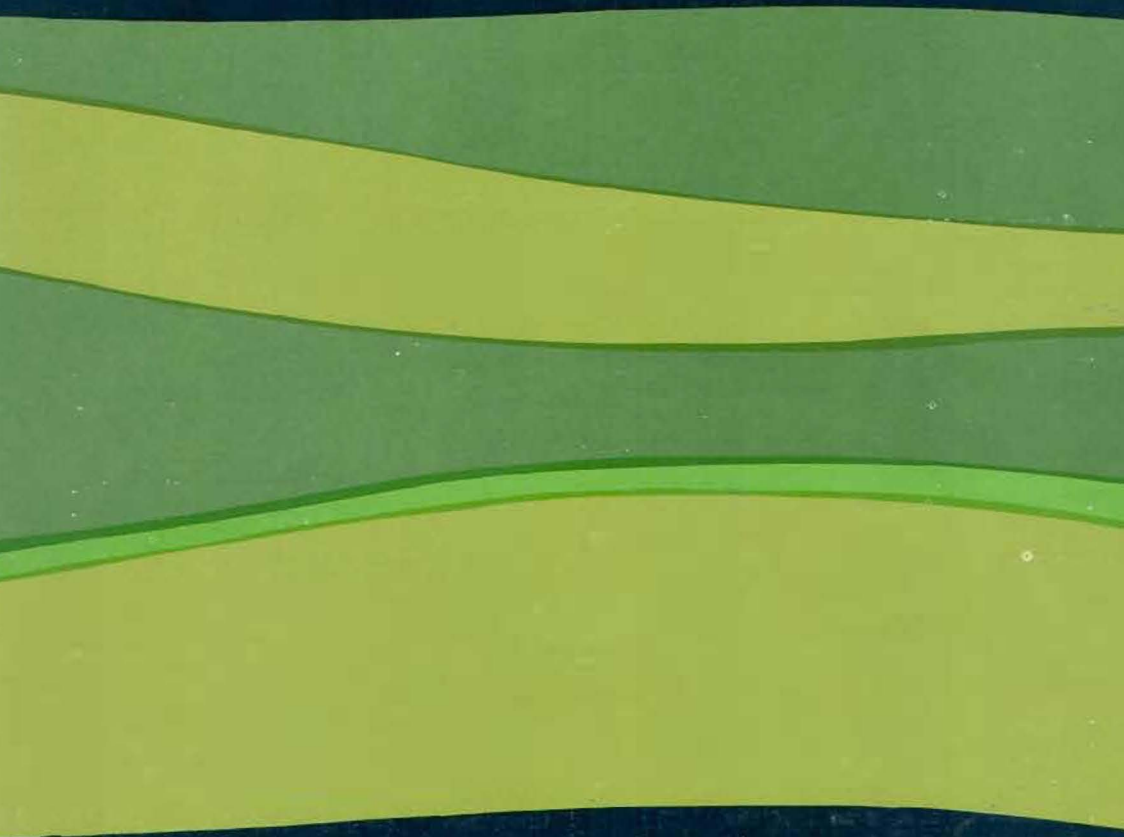


MINERALIA SLOVACA

15

1983

6



Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc., *vedúci redaktor*
RNDr. Pavol GREČULA, CSc., *vedecký redaktor*
p. g. Ján KOBULSKÝ, *technický redaktor*

REDAKČNÁ RADA

Ing. Ján KURÁŇ, CSc., *predseda redakčnej rady*

RNDr. JuraJ ANTAS
RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
akademik Bohuslav CAMBEL
RNDr. Miroslav HARMAN, CSc.
prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ
RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc.
Ing. Ján KOZÁČ
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
akademik Michal MAHEL
Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.

prof. Ing. Milan MATULA, DrSc.
Ing. Ivan PAGÁČ, CSc.
RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Rudolf RUDINEC, CSc.
RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc.
RNDr. Miroslav SLAVKAY, CSc.
RNDr. Ivan ŠARIK
RNDr. Pavel TKÁČIK
Ing. Milan TAPÁK, CSc.
prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc.
RNDr. Imrich VARGA

OBSAH

CONTENTS

PŮVODNÉ PRÁCE

ORIGINAL PAPERS

Dušan Ďurica — Jurij Namestnikov — Lidia Fajngersh

Фазовая зональность углеводородов в нефтегазоносных бассейнах складчатых областей (на примере некоторых бассейнов Европы и Юго-Восточной Азии)

Hydrocarbons phase zonality of oil-bearing basins in the alpine-type-folded areas (on the example of some European and SE Asian basins)

481

Ján Nemčok — Rudolf Rudinec

Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásmu

Tectonic pulsation of the East Slovakian Cenozoic and its relation to the Pieniny

501

Ján Derco — Štefan Richter

Chryzotilový azbest z telies serpenetinitov pri Jasove a Brezňičke

Chrysotile asbestos from serpentinite bodies near Jasov and Brezňička (SE Slovakia)

517

SPRÁVY

REPORTS

Dionýz Vass — Michal Elečko — Magda Marková

Indície keramického ílu v Rimavskej kotline

Indications of ceramic clay in the Rimava basin (Central Slovakia)

531

Mária Papšíková — Pavol Grečula

Palinologické hodnotenie vzoriek z lokalít Hrelíkov potok a Kotlinec, staršie paleozoikum gemerika

Palynological evaluation of samples from Hrelíkov potok and Kotlinec localities, Lower Paleozoic of the Gemeric

551

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Continuation see page 3 of the cover

Фазовая зональность углеводородов в нефтегазоносных бассейнах складчатых областей (на примере некоторых бассейнов Европы и Юго-Восточной Азии)

ДУШАН ДЮРИЦА,* ЮРИЙ НАМЕСТНИКОВ,** ЛИДИЯ ФАЙНГЕРШ**

* Чешское геологическое учреждение 101 59 Прага 10, Коданьска 10

** ВНИИ Зарубежгеология, Москва Б-49, Крымский вал 22

(2 табл. в тексте)

Принято 8 июля 1983 г.

Фазовая зональность углеводородов в нефтегазоносных бассейнах складчатых областей (на примере некоторых бассейнов Европы и Юго-Восточной Азии)

На основании оценки результатов исследовательских и разведочных работ нефтегазовых месторождений в неогеновых впадинах, залегающих на осадочном фундаменте, постигнутом альпийской складчатостью, был установлен новый метод прогнозирования фазового положения углеводородов. Этот вывод был сделан на основании результатов анализа нефти и природного газа во впадинах: Венской, Паннонской, Адриатической, Северояванской, Сиамской и впадине Уэцу в Ялони в связи с теорией возникновения углеводородов Вассоевича. Основными параметрами для этого метода являются: геотермический градиент и осадочная скорость терригенного неогена. Аппликация метода на чехословацкую часть Венской впадины и Паннонской впадины имеет особое значение для дальнейших поисков нефти и природного газа в Чехословакии.

Hydrocarbons phase zonality of oil-bearing basins in the alpinotype-folded areas (on the example of some European and SE Asian basins)

Based on detailed analysis of up to date results of investigation and prospection of oil and gas accumulations in Neogene basins superposed on alpinotype folded sedimentary basement, a new approach to the prognostic assesment of natural hydrocarbon phases has been elaborated. Conclusions may have been deduced from the analysis of data on oil and gas accumulations in the Vienna, Pannonian, Adriatic, North Java, Sarawak, Siamian and Uecu basins based on the Vassoyevich's theory of hydrocarbon genesis. Basic parameters for this method are the geothermal gradient and sedimentation velocity of terrigenous Neogene beds. Application to the conditions in the Czechoslovak part of the Vienna and Pannonian basin has considerable meaning for further prospection of natural hydrocarbons in these areas.

К нефтегазоносным бассейнам (НГБ) складчатого типа в Европе относятся Венско-Моравский, Паннонский, Адриатическо-Ионический, Северо-Эгейский, Трансильванский, Карпатский расположенные в пределах Альпийско-Карпатской складчатой области. Кроме того к этому типу бассейнов относится группа возможно нефтегазоносных складчатых бассейнов, приуроченных к узким грабенообразным прогибам, окаймляющим срединный массив под дном Тирренского моря. Это группа так называемых Циркум-тирренских бассейнов, где поисково-разведочные работы пока не проводятся и промышленная нефтегазоносность не установлена. В распределении скоплений нефти и газа по разрезу и площади упомянутых бассейнов намечается ряд закономерностей, обусловленных общностью их геологического строения и развития в связи с приуроченностью к единой геосинклинально-складчатой области (Наместников — Файнгерш, 1981; Файнгерш, 1977; Калинин — Наместников — Ротенфельд — Файнгерш, 1976). Анализ условий формирования месторождений нефти и газа проведен по трем крупнейшим внутрискладчатым бассейнам Западной Европы — Венско-Моравскому, Паннонскому и Адриатическому. Наиболее подробно приводятся данные по Венско-Моравскому бассейну, отличающемуся высоким уровнем геолого-геофизической изученности. Кроме того, авторы сочли необходимым привести имеющиеся в их распоряжении данные, характеризующие некоторые закономерности формирования нефтяных и газовых месторождений в отдельных нефтегазоносных бассейнах юго-западной части Тихоокеанского подвижного

пояса. Бассейны здесь связаны с внутрискладчатыми прогибами и впадинами (бассейны Сиамский, Уэцу) или зонами сочленения областей разновозрастной складчатости (Северо-Яванский, Саравакский). В геологическом строении этих бассейнов, характере формаций, слагающих осадочную толщу, условиях залегания скоплений нефти и газа можно найти черты сходства с внутрискладчатыми бассейнами Альпийско-Карпатского региона. Как правило, в составе осадочного чехла тихоокеанских бассейнов наибольшую роль играет мощная (до 12 км) толща кайнозойских отложений мелководно-морского и континентального генезиса, аналогичная породам, слагающим верхние структурные этажи внутрискладчатых НГБ Западной Европы.

В распределении нефте- и газоносности по разрезу и площади бассейнов Западной Европы и Тихоокеанского региона отмечаются не только черты сходства, но и различия. Проведенный анализ материалов позволил выявить основные факторы, определяющие условия формирования нефтяных и газовых месторождений в условиях складчатых областей.

Венско-Моравский нефтегазоносный бассейн

Для бассейна характерно гетерогенное строение осадочного чехла, состоящего из двух структурных этажей. Нижний, называемый донеогеновым основанием, сложен дислоцированными отложениями доальпийских и ранне-среднеальпийских осадочных комплексов. Верхний структурный этаж представлен преимущественно молассой неоген-четвертичного возраста. Промышленная нефтегазонос-

ность установлена по всему разрезу осадочного чехла бассейна. Отложения верхнего и нижнего структурных этажей продуктивны как в северной (чехословацкой), так и южной (австрийской) частях бассейна. В породах нижнего этажа месторождения выявлены во флишевых карпатских и известняковых альпийских покровах. Нефтегазоносность флишевых покровов установлена преимущественно на территории ЧССР (западная часть Моравской впадины — месторождения Ваценовице, Поддворов, Биловице-Жижков; Годонино-Гбельский горст — месторождения Ратишковице, Цунин, Тынец), а также Австрии (месторождение Санкт Ульрих-Хаускирхен, южное продолжение Моравской депрессии). Известняковые альпийские покровы продуктивны в австрийской части бассейна. Все залежи здесь территориально связаны с покровами Лунц, Франкенфельс и Отшер, продуктивны отложения триаса, юры и мела. В триасовых породах выявлены газовые (Адерклаа, Баумгартен, Шонкирхен Супертиф, Райерсдорф) и нефтяные (Шонкирхен Тиф, Проттес Тиф) залежи, юрских — небольшие нефтяные скопления (Адерклаа, Бритенли Штрассоф Тиф), меловых — газовые (Адерклаа, Бритенли, Проттес Тиф, Шонкирхен Супертиф) и нефтяная (Проттес Тиф) залежи. Все известные в отложениях нижнего структурного этажа месторождения подразделяются на два типа, связанные с погребенными эрозионными выступами флишевых и карбонатных пород, или расположенные во внутренних частях разреза известняковых покровов. К скоплениям первого типа относятся залежи во флише (на территории ЧССР и Австрии), а также карбонатных породах в пределах Ав-

стрии — месторождения Адерклаа, Шонкирхен Тиф, Проттес Тиф, Баумгартен и др. Залежи второго типа установлены только в австрийской части бассейна (месторождения Шонкирхен Супертиф и Райерсдорф).

Для Венско-Моравского НГБ характерна высокая удельная нефтегазоносность осадочного разреза. Промышленная нефтегазоносность установлена в широком стратиграфическом (от палеозоя до триаса) и гипсометрическом (от 50 м до 5688 м на австрийском месторождении Шонкирхен Супертиф) диапазонах. В распределении нефтяных и газовых месторождений по площади и разрезу бассейна отмечается определенная зональность, отражающая особенности генерации углеводородов и формирования их скоплений. В молассовом структурном этаже фиксируется преимущественная газоносность верхних стратиграфических подразделений разреза. Исключительно газоносными являются пannonские отложения (крупнейшие газовые месторождения ЧССР — Высока и его продолжение — Цверндорф в Австрии, Лаб, Сухоград, Якубов и др.). Все месторождения расположены в южной части Лабско-Лакшарского поднятия, отличаются меньшей сравнительно с более северными районами тектонической нарушенностью структурных форм. Преимущественно газоносными являются также сарматские отложения (уже упомянутые месторождения Лабско-Лакшарского поднятия, а также месторождения Моравской впадины — Поддворов, Ланжгот, Грушки и др.). В Моравской впадине газовые залежи в сармате также связаны с наименее тектонически нарушенными ловушками. Следует отметить, что верхняя газоносная зона в Венско-Моравском

НГБ значительно редуцирована по сравнению с Паннонским и Адриатическим бассейнами, которые отличаются более спокойным тектоническим строением и меньшей нарушенностью локальных структурных форм, контролирующих месторождения. Газ паннонских и сарматских (а иногда и более древних) залежей вероятнее всего сингенетичен вмещающим отложениям, а его генерация связана с ранними этапами катагенеза исходного органического вещества зоны протокатагенеза. Этой зоне соответствуют залежи сухого газа (по Н. Б. Вассоевичу). В составе газов паннонских и сарматских скоплений резко преобладает или присутствует только метан, содержание этана и пропана не превышает 3 %, гомологи выше C_3 обычно отсутствуют (Малацки, Сухоград, Якубов.) В небольших количествах иногда фиксируется углекислый газ (до 1,5 %), значительное количество которого сопровождает преобразование органического вещества на ранних стадиях катагенеза, и азот (до 1,1 %), имеющих, вероятно, атмосферный генезис. Возможность формирования газовых скоплений в верхней газоносной зоне контролируется временем формирования ловушек и, главным образом, условиями герметичности залежей. Аккумуляция газа возможна в ловушках, время образования которых синхронно или предшествовало генерации газа, сохранение образовавшихся скоплений обеспечивается надежными условиями консервации. При несоблюдении этих условий газ, обладающий высокой диффузионной способностью, рассеивается, не образуя скоплений. Значительная тектоническая нарушенность локальных структур в Венско-Моравском бассейне, в этой связи, может объяснить меньшие раз-

меры верхней газоносной зоны здесь по сравнению с Паннонским и Адриатическим НГБ.

Ниже по разрезу газоносная зона сменяется развитием скоплений нефти, приуроченных к отложениям сармата, бадена, карпата, эггенбурга-оттнанга. Это, видимо, зона эпигенетичной нефтеносности, т. к. генерация жидких сингенетичных углеводородов здесь невозможна, поскольку органическое вещество не достигло стадий катагенеза (ранний и средний мезо-катагенез), соответствующих фазе нефтеобразования. В австрийской части бассейна в указанной зоне располагается крупнейшее месторождение Матцен с залежами нефти в тортоне. Нефть этого месторождения, по классификации В. А. Успенского и О. А. Радченко, может рассматриваться как гибридная, обладающая чертами фильтратов и гипергенатов. Предположение о фильтрованной природе этой нефти подтверждается повышенным отношением смол к асфальтенам, изменением структурных индексов узких фракций, свидетельствующим о снижении цикличности высококипящих фракций, результатами исследования твердых парафинов и др. (Высоцкий — Файнгерш, 1969). В чехословацкой части бассейна также вполне реально ожидать развития зоны эпигенетичной нефтеносности, ибо скопления нефти, сингенетичные вмещающим отложениям, могут появиться в разрезе, начиная с глубин порядка 2000—2300 м (соответствующих поверхности геоизотермы 80 °C). Глубина верхней границы зоны сингенетичной нефтеносности принята по уровню геоизотермы 80 °C, соответствующей кровле главной зоны нефтеобразования. Таким образом, в Венско-Моравском НГБ в условиях

главной зоны нефтеобразования не-
ходятся, возможно; материнские отло-
жения баденского и карпатского воз-
раста в Моравской и Кутской впади-
нах, в приподнятых областях (Годони-
нско-Гбелский, Штефановско-Шап-
тинский горсты, Лабско-Лакшарское
поднятие) на соответствующие глуби-
ны погружены более древние отложе-
ния.

Предположение о существовании
зоны эпигенетичной нефтеносности
в разрезе осадочного чехла чехосло-
вацкой части Венско-Моравского бас-
сейна подтверждается анализом гео-
химических особенностей нефтей.
Нефти сарматских залежей, как и
тортона Матценского месторождения,
могут быть отнесены к категории
фильтратов утяжеленного типа, пер-
воначальный фильтрованный облик
которых завуалирован последующими
изменениями, связанными с влиянием
гипергенной зоны. Так, тяжелые сар-
матские нефти, которые по мнению
В. Шиманека (1976) являются автох-
тонными (сингенетичными), отлича-
ются, как правило, слабым увеличением,
а в некоторых случаях и снижением
цикличности с повышением темпера-
туры кипения фракций. Например,
в сарматской нефти месторождения
Ваценовице содержание углерода
в нафтеновых и ароматических коль-
цах составляет: во фракции 200 — 300
°C — 59 %, во фракции 300 — 350 °C
— 62 %, в целом на дистиллят 60 %.
Алифатичность этой нефти также
практически не меняется. Нефть со-
держит 17,7 % смол и лишь следы ас-
фальтенов. Столь высокое отношение
смол к асфальтенам, наряду с указан-
ными особенностями структурно-груп-
пового состава, является весьма убе-
дительным доказательством первонач-
ально фильтрованной природы этой

нефти. Такой же характер отличает
и нефть сарматской залежи месторож-
дения Годонин (практически не из-
меняющаяся цикличность фракций
200 — 300 °C и 300 — 350 °C, высокое
отношение смол к асфальтенам).
Очень низкая цикличность дистиллята
(C_N — 62 %, C_A — 6 %) свойственна
и сарматской нефти месторождения
Грушки. Кроме сказанного, отраже-
нием миграционной природы сар-
матских нефтей можно рассматривать
инверсию в изменении плотностей
с глубиной. Для нефтей Венско-Мо-
равского бассейна устанавливается
четкая обратная связь плотности и глу-
бин залегания (Шиманек, 1976). Этой
закономерности не подчиняются лишь
нефти сарматских залежей, для кото-
рых увеличение глубины залегания
сопровождается увеличением плотно-
сти. Подобная инверсия может быть
следствием усиления хроматографи-
ческого эффекта при увеличении пу-
ти миграции нефти, т. е. чем меньше
глубины залегания залежей, тем длин-
нее путь миграции нефти и тем боль-
шее количество тяжелых гетероато-
мных соединений, обладающих высо-
кими коэффициентами адсорбции,
адсорбируется тонкодисперсной час-
тью породы. Подобный же миграцион-
но-фильтрационный облик имеют
и нефти более древних продуктивных
горизонтов некоторых залежей, при-
уроченных к приподнятым (горстовид-
ным) зонам бассейна. К таким можно
отнести нефть верхнебаденской зале-
жи месторождения Штефанов (Ште-
фановско-Шаптинский горст), облада-
ющую пониженной цикличностью
(содержание углерода в ароматичес-
ких и нафтеновых циклах: на нефть
— 66,3 %, на фракцию 200 — 300 °C
— 63,3 %, на фракцию 300 — 350 °C
— 68,8 %) и отсутствием асфальтенов

при содержании смол 3,1 ‰. Такой же характер имеет верхнебаденская нефть Годонина и карпатская нефть месторождения Тынец.

Ниже по разрезу на смену зоне эпигенетичной нефтеносности приходит зона сингенетичной нефтеносности, верхняя граница которой имеет четкую гипсометрическую привязку (1700 — 2000 м). Стратиграфическая приуроченность кровли зоны скользит от бадена (в опущенных участках бассейна) до карпатского, эггенбург-оттнангского и эггенбургского ярусов (в зависимости от структурного положения отдельных районов). По заключению В. Шиманека, нефти карпатского яруса автохтонны (сингенетичны вмещающим отложениям) в пределах Годонинско-Гкельского горста (месторождения Грушки, Тынец), Штефановско-Шаштинского горста (месторождения Штефанов, Петрова Вес).

Скопления углеводородов в эрозионных выступах флишевых пород донеогенового основания генетически и гидродинамически связаны с неогеновым комплексом отложений и являются, таким образом, частью выделенной зоны сингенетичной нефтеносности или верхней газоносной зоны (месторождения Леднице, Подивин). Нефти флиша либо автохтонны (Шиманек, 1976), либо генетически связаны с неогеновыми отложениями, облекающими эрозионные выступы флишевых отложений. Принадлежащими к зоне сингенетичной нефтеносности рассматриваются также залежи в эрозионных выступах карбонатных альпийских покровов в австрийской части бассейна (Шонкирхен Тиф, Проттес Тиф и др.). Этот вывод подтверждается идентичностью состава нефтей оттнангских залежей в Австрии и погребенных выступов донеогенового основания

бассейна (Кроль — Вессели, 1973). В кровельной части отложений нижнего структурного этажа в Венско-Моравском бассейне, в отличие от Паннонского и Адриатического, залежи содержат сравнительно легкие нефти, лишенные влияния древней гипергенной зоны. В названных бассейнах в верхней части нижнего этажа распространены нефти, современный гипергенный облик которых не соответствует катагенным условиям залегания. Это дало основания для заключения о древнем (донеогеновом) времени формирования их залежей (Гусева — Файнгерш, 1970) и об автономном характере нефтегазоносности донеогенового осадочного чехла. В выступах донеогенового основания Венско-Моравского бассейна, в отличие от бассейнов, связанных с межгорными впадинами, развитыми на срединных массивах, содержатся нефти, геохимический облик которых полностью соответствует современным условиям залегания, что позволяет считать возраст формирования этих залежей неогеновым. Подобная точка зрения для австрийской части бассейна была высказана А. Кролем и Г. Визенедером (1972), которые полагали, что залежи в погребенных выступах мезозойских карбонатов сформированы за счет миграции углеводородов из прилегающих отложений оттнангского и карпатского возрастов. Такой вывод вполне убедителен еще и потому, что известняки и доломиты покрова Этшер практически лишены органического вещества и не могут рассматриваться в качестве нефтегазопроизводящих. Пластовые воды покрова Этшер и флишевых покровов слабо минерализованы и характеризуются низкой газонасыщенностью

(Келбль, 1971; Михаличек, 1971).

Известные в австрийской части бассейна газовые скопления во внутренних частях альпийских покровов Лунц и Франкенфельс (Шонкирхен Супертиф и Райерсдорф) приурочены к высокобитуминозным темноокрашенным известнякам и доломитам. Пластовые воды этих покровов отличаются высокой минерализацией (до 130 г/л) и предельной газонасыщенностью. Такой характер пластовой гидродинамической системы вполне способен обеспечить аккумуляцию газовых скоплений. Газ в этих скоплениях сингенетичен вмещающим отложениям, время образования залежей коррелируется, видимо, с окончанием альпийских горообразовательных движений, когда закончилось формирование структуры нижнего этажа осадочного чехла. Современные температуры на глубинах 5400—6000 м, где расположены залежи, достигают 150—170 °С, что по данным И. И. Аммосова способно обеспечить жирную стадию катагенеза органического вещества (поздний мезокатагенез по Н. Б. Вассовичу), символизирующую окончание главной фазы нефтеобразования. Можно считать, таким образом, что в этих залежах аккумулируется высокотемпературный газ нижней газогенетической зоны, которую иногда квалифицируют как главную зону газообразования. Доказательством высокотемпературной генерации этого газа могут служить некоторые особенности его состава: высокое содержание CO_2 , образование которого может быть обусловлено динамотермальным метаморфизмом известняков, и высокое содержание сероводорода, обязанного своим происхождением термохимическому высокотемпературному восстановлению сульфатов

пластовых вод.

В чехословацкой части бассейна промышленные притоки углеводородов зафиксированы в известняках донеогенового основания (покров Лунц) в пределах Лабско-Лакшарского поднятия на площади Завод. С глубины 4180 м (пластовые давления 480 ат) получен приток газоконденсата. Геологические, гидрогеологические и геохимические условия на Лабско-Лакшарском поднятии сходны с таковыми в районах Шонкирхен Тиф и Баумгартен. Здесь столь же высоко минерализованные и высокогазонасыщенные воды (Длабач — Шпичка, 1969). Однако, в австрийской части бассейна пластовые давления в известняках триаса соответствуют гидростатическим, на площади Завод отмечено аномально высокое пластовое давление, которое, видимо, и способствовало образованию газоконденсата.

Паннонский нефтегазоносный бассейн

Осадочный чехол бассейна, мощностью более 7 км, также имеет четко выраженное двухъярусное строение. Верхний этаж представлен молассовой толщей неогенового возраста, нижний — миогеосинклинальными, субплатформенными и платформенными верхнепалеозойско-мезозойско-палеогеновыми отложениями.

Для хорошо изученной бурением части верхнего молассового этажа осадочного чехла (до глубин 3 км) устанавливается четкая закономерность в распределении углеводородов по фазовому состоянию по разрезу и площади бассейна. Сверху вниз преимущественно газоносная зона сменяется зоной развития газонефтяных и нефтегазовых скоплений, которая, в свою

очередь, уступает место зоне развития нефтяных залежей. В разрезе этого этажа, таким образом, также можно выделить верхнюю газоносную часть с эпигенетичной нефтеносностью и нижнюю, сингенетично нефтеносную. Генерация газа в верхней части разреза связывается с генерационной зоной протокатагенеза. В пределах территории бассейна отмечается высокий геотермический градиент (до $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и выше). С увеличением глубин погружения материнских отложений (глинистые разности паннонского возраста) в составе газов увеличивается содержание гомологов метана, а с глубин порядка 1600 м, соответствующих температурам $80\text{—}100^{\circ}\text{C}$, в разрезе неогена появляются газовые залежи с нефтяными оторочками. Эти глубины, видимо, соответствуют термодинамическим условиям главной фазы нефтеобразования, знаменующей резкое увеличение новообразования высокомолекулярных (жидких и газообразных) углеводородов в широком развитии процессов первичной миграции (Наместников — Файнгерш, 1981). Интервалу глубин 1600—3200 м (температуры $80\text{—}170^{\circ}\text{C}$) соответствует минимальное содержание метана в составе газов и максимальное — гомологов метана от C_2 до C_5 и выше. Характерный минимум отмечается и на кривой изменения коэффициента жирности газов $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{—}\text{C}_{5+}$. Важной особенностью состава газов Паннонского бассейна является высокое, иногда вплоть до резкого преобладания, содержание углекислого газа, образование которого, по мнению Д. Кертаи (1967), связывается с динамотермальным метаморфизмом пород метаморфического фундамента.

Распределение нефте- и газонос-

ности по площади бассейна, так же как и по разрезу, связывается с особенностями генерационных процессов, не одинаково протекающих в различных частях бассейна и, в свою очередь, являющихся отражением специфических черт истории геологического развития. Нефтяные и нефтегазовые скопления в панноне развиты, как правило, в областях накопления мощных толщ миоценовых отложений, в районах, где последние подстилают продуктивный плиоцен. Материнскими для образования нефти являются пелитовые толщи миоценового возраста, возможно материнские отложения в разрезе плиоцена находятся в термодинамических условиях верхней газогенетической зоны. Нефти в залежах паннонского возраста в этих районах (грабены Муры, Савы и Дравы) эпигенетичны вмещающим отложениям, о чем свидетельствует их миграционно-фильтрационный облик (месторождения Будафалуста, Ловаси, Лендава, Гойло, Ягнедовац и др.).

Впадины, образование которых относится к плиоценовому и постплиоценовому времени, отличаются распространением газовых и газонефтяных месторождений, при этом нефтяные оторочки в газовых залежах и нефтяные залежи в многопластовых месторождениях появляются в районах наиболее мощного развития выполняющих впадины отложений, начиная с глубин 1800—2000 м (месторождения Альдые, Пустафельдвар, Кикинда и др.). Эти нефти сингенетичны вмещающим отложениям, они образуют зону сингенетичной нефтеносности в противоположность описанному выше нефтям миграционно-фильтрационного генезиса, являющимся элементом зоны эпигенетичной нефтеносности.

Нижний структурный этаж, в противоположность Венско-Моравскому бассейну сложенный, в основном, платформенными и субплатформенными отложениями, отличается преимущественной нефтеносностью. Изучение условий залегания и состава нефтей в залежах этого этажа приводит к заключению о значительном влиянии на его нефтеносность длительного перерыва в осадконакоплении, предшествовавшего накоплению моласс (Гусева — Файнгерш, 1970). Нефти в залежах этого этажа (например, на месторождении Надлендёл), несмотря на жесткие температурные условия (свыше 100 °C), отличаются очень высокой плотностью, сернистостью, смолистостью и относятся к разряду гипергенатов. Несоответствие их облика современным условиям залегания дает основания считать, что особенности их химического состава сформировались под воздействием условий палеогипергенной зоны.

Адриатический нефтегазоносный бассейн

Бассейн связан с межгорной впадиной гетерогенного строения, расположенной между складчатыми сооружениями Апеннин, Альп и Динарид. Фундаментом межгорной впадины служит срединный массив (Адриатическая платформа по М. Джонсону и др., 1971), на опущенных глыбах которого возникли неогеновые прогибы Апеннин, выполненные мощными толщами (свыше 6 км) неогеновых моласс. В осадочном чехле собственно Адриатической платформы неогеновые молассы имеют небольшую мощность (не более 1 км). Молассы несогласно перекрывают преимущественно карбонатный

комплекс отложений, возраст которых в различных частях бассейна не одинаков. Для осадочного чехла Адриатического бассейна, таким образом, также характерно двухярусное строение, отражающее два основных этапа геологического развития. Верхний, молассовый этаж, связывается с посторогенным этапом развития бассейна, нижний этаж ассоциируется с одной из стадий развития срединного массива. Стратиграфический объем ярусов не равноценен в разных частях бассейна. В Предапеннинской части Паданского прогиба в состав верхнего комплекса входит толща терригенных отложений миоцена: южнее, в прогибе Марке-Абруцци миоцен, сложенный карбонатными породами, включается в состав нижнего, карбонатного комплекса.

Для этого бассейна также характерна четкая вертикальная зональность в распределении углеводородов по фазовому состоянию. В верхнем терригенном комплексе отложений сверху вниз выделены газоносная зона и зона эпигенетичной нефтеносности. Залежи газа связаны с песчаными прослоями миоценового, плиоценового и четвертичного возрастов, ловушки, как правило, образованы выклинивающимися или линзовидными пластами песчаников. Генерация газа терригенного комплекса миоцен-плиоцена связывается с разными этапами катагенеза сингенетичного продуктивным отложениям органического вещества (ОВ) преимущественно алинового типа. ОВ находится на стадиях раннекатагенетического газообразования, что подтверждается: 1. широким развитием в отложениях плиоцена и миоцена бурых углей и лигнитов; 2. преимущественно метановым составом газов; 3. содержание метана несколько снижает-

ся с увеличением возраста вмещающих отложений; 3. преобладанием легкого изотопа углерода в метане (средние значения δC^{13} составляют 50 — 60 ‰). Известные, в подавляющем большинстве непромышленные, скопления нефти в отложениях этого комплекса имеют явно выраженный фильтрованный облик и сформировались, очевидно, за счет миграции из подстилающих отложений. Генерация жидких углеводородов могла происходить в материнских породах миоценового возраста, залегающих на глубинах более 4 км, которым соответствуют температуры около 100 °C (геотермический градиент в бассейне является низким и не превышает 2 °C/100 м).

Типичным примером нефтей фильтрованной природы в этом бассейне являются нефти месторождения Кортемаджоре, закономерности изменения состава которых по глубинам отражают влияние миграционно-фильтрационных процессов (таблица 1).

Возможности миграции нефти в неглубокозалегающие горизонты терригенного комплекса подтверждаются данными о распределении пластовых давлений. С увеличением глубин за-

легания увеличивается превышение пластовых давлений над гидростатическими: на глубинах 1500 м это превышение составляет 15 ‰, на глубинах 3000 м — 30 ‰.

Как и в Паннонском бассейне, нижний, карбонатный комплекс отложенный Адриатического бассейна преимущественно нефтеносен.

Бассейны юго-западной части Тихоокеанского подвижного пояса

В этой части Тихоокеанского подвижного пояса выделяются, как уже отмечалось, две группы бассейнов — зон сочленения разновозрастных складчатых областей и внутрискладчатых прогибов и впадин, сопоставимых с внутрискладчатыми бассейнами Европы. Особенности распределения углеводородов по фазовому состоянию в бассейнах Тихоокеанского подвижного пояса находятся в тесной зависимости от характера изменения геотермического режима, который в регионе отличается значительным разнообразием. Высокие значения теплового потока (2 ЕТП и выше) в сочетании с повышенными значениями геотермического градиента свой-

Изменение состава нефтей месторождения Кортемаджоре (по Т. Лонгу и др., 1972)
Zmeny zloženia ropu ložiska Cortemaggiore (podľa Longa et al., 1972)

Таблица 1

Глубина, м	Возраст	Удельный вес нефти	Содержание Фракций (‰)	
			н. к.—200°	остаток
1493—1501	плиоцен	0,818	54,5	16,5
1535—1541	плиоцен	0,827	47	15
1598—1601	миоцен	0,829	48	17
1694—1698	миоцен	0,852	43	29
1928—1941	миоцен	0,852	31	32

ственные нефтегазоносным бассейнам зоны сочленения разновозрастной складчатости (Северо-Яванский, Саравакский, Суматринские бассейны) и некоторым внутрискладчатым бассейнам (Сиамский). Для ряда бассейнов внутрискладчатого типа (например, НГБ Уэцу в Японии) отмечается сравнительно низкий уровень теплового потока (1,5 ЕТП) и пониженные значения геотермических градиентов, сопоставимые с данными по внутрискладчатому НГБ западной части европейского континента. Эталонными для юго-западной части Тихоокеанского пояса являются два бассейна — Северо-Яванский, в качестве примера бассейнов с жестким геотермическим режимом, и Уэцу — с умеренным тепловым полем.

Для Северо-Яванского НГБ в среднем геотермический градиент составляет около $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Бассейн выполнен мощной (до 9 км) толщей преимущественно терригенных отложений кайнозойского возраста, промышленные скопления нефти и газа установлены в неогене и олигоцене. Бассейн преимущественно нефтеносный. Верхняя часть разреза осадочного чехла (до глубин 800 м) исключительно нефтеносна, в более глубоких частях разреза появляются газонефтяные и нефтегазовые скопления. Начиная с глубин около 1700 м (температуры порядка 60°C) в разрезе отмечено появление газоконденсатных скоплений. Чисто газовых залежей известно очень немного, территориально они приурочены к районам с наиболее низким геотермическим градиентом.

В качестве вещества, исходного для генерации углеводородов, рассматривается ОВ, содержащееся в глинах и глинистых известняках верхнего олигоцена — нижнего миоцена. Нефте-

газопроизводящий потенциал этих отложений не высок, содержание $\text{C}^{\text{орг}}$ сравнительно не велико. В соответствии с палеотемпературными реконструкциями и данными по отражательной способности витринита (Рое — Полито, 1979), органическое вещество материнских отложений бассейна находится на стадиях катагенеза, соответствующих верхним подзонам мезокатагенеза (МК_1 — МК_2), по шкале Н. Б. Вассоевича, соответствующим окончанию среднекатагенетического газообразования и началу нефтеобразования.

Подобный вывод подтверждается характером распределения глинистых минералов в разрезе генерирующих отложений: присутствуют смешанно-слоистые глинистые минералы, отмечаются следы монтмориллонита, гидрослюдистые образования не встречены.

Формирование преимущественной нефтеносности бассейна связано с целым рядом факторов, важнейшими из которых являются особенности палеотемпературного режима на протяжении кайнозойской истории бассейна. Довольно быстрое погружение в течение кайнозойской эры в условиях жесткого теплового режима (формированию высоких температур способствовала активная магматическая деятельность) привело к тому, что органическое вещество материнских отложений слишком быстро прошло термобарические условия зоны биохимического, раннекатагенетического и среднекатагенетического газообразования, рассматриваемой целым рядом исследователей в качестве главной зоны газообразования. В период, когда ОВ материнских осадков находилось в условиях верхней газогенетической зоны, продолжавшееся прогибание ра-

йона пренятствовало формированию структурных ловушек, ибо основная масса локальных структурных форм формируется не в периоды нисходящих движений, а во время региональных подъемов (Наместников — Ротенфельд и др., 1977).

Кроме отсутствия структурных ловушек, в период прохождения органическим веществом верхней газогенетической фазы в разрезе не существовало условий, обеспечивающих существование оптимальной зоны газобразования, особенности которой впервые описаны А. А. Геодекяном с соавторами (1976). В составе глинистых минералов в продуцирующих толщах к этому времени преобладали, видимо, набухающие разности группы монтмориллонита (судя по тому, что к настоящему времени в разрезе отмечаются следы перехода монтмориллонита в группу смешанно-слоистых минералов). Процессы дегидратации монтмориллонита, способствующие интенсивной эмиграции образующихся углеводородов, начались позднее. Потере газа ранней генерации способствовала и интенсивная тектоническая нарушенность осадочной толщи бассейна. Газоносными вследствие отмеченных причин в пределах бассейна оказались лишь ловушки раннего формирования (позднемиоценового), приуроченные к пологим спокойным антиклиналям, не нарушенным разрывами. Это газовые месторождения JS — 2, JS — 8, JS — 15, Тобо, Нгапус. Кроме того, эти месторождения тяготеют к наименее прогретым участкам бассейна с наименьшим геотермическим градиентом, что дает основание предположить, что верхняя фаза газобразования в этих районах была несколько растянута во времени и сменилась генерацией жид-

ких углеводородов позже, чем в районах с более жестким геотермическим режимом.

Поддавляющая масса структурных ловушек, формирование которых относится главным образом к ранне- и позднеплейстоценовому этапам развития и характеризуется интенсивной раздробленностью, содержит нефтяные скопления. Нефти этих скоплений в средней части разреза с глубин более 800 м, по данным С. Саттона (1979), автохтонны вмещающим отложениям. Автором на основании изучения распределения нормальных парафинов, изотопного состава углерода фракции C_{15} и отношения пристана к фитану выделены три группы нефтей, генетически связанных с органическим веществом различного фациального облика. Прямые корреляционные связи между изученными параметрами нефтей и материнских отложений (особенно это касается отношения пристан-фитан) убеждают в том, что исследованные нефти сингенетичны вмещающим отложениям. Нефти, приуроченные к глубинам менее 800 м, судя по некоторым специфическим особенностям их состава, могут рассматриваться как эпигенетичные. Формирование их залежей может быть связано с миграцией по многочисленным нарушениям из более глубоких элементов разреза. Эти нефти, как правило, в отличие от нефтей более глубоких горизонтов характеризуются пониженным, вплоть до полного отсутствия, содержанием твердых углеводородов; низкой для нефтей, залегающих столь близко к поверхности, плотностью (например, нефть месторождения Ледок с глубины около 100 м имеет плотность 0,825); низкой сернистостью (менее 0,3 %); очень низкой температурой начала к-

пения (0—5 °С), что свидетельствует о легком фракционном составе.

Отсутствие верхней газоносной зоны отмечается и в других бассейнах региона, характеризующихся жестким геотермическим режимом. К таким, как уже говорилось, относятся Саравакский, Южно- и Центральносуматринские, Гипсленд. Во всех этих бассейнах в верхних частях осадочного разреза развита зона эпигенетичной нефтеносности с нефтями миграционно-фильтрационного облика. Исключение составляет Сиамский бассейн, в котором верхняя часть осадочного чехла мощностью свыше 1 км (плиоцен-плейстоцен) представлена монолитной толщей глин, в которых отсутствуют коллекторы. Толща эта перспективна для формирования углеводородных скоплений, в связи с этим зона эпигенетичной нефтеносности в бассейне отсутствует.

В бассейне Уэцу средний геотермический градиент изменяется от 2,5 до 3,4 °С/100 м. Бассейн выполнен плейстоцен-миоценовой толщей отложенной мощностью до 6 км, промышленно нефтегазонасны породы неогена.

Подобно западноевропейским внутрискладчатым бассейнам, в НГБ Уэцу можно выделить верхнюю газоносную зону с развитой в нижних ее частях эпигенетичной нефтеносностью. Эпигенетичный характер нефтей в этой зоне (месторождения Амаруме, Митцуке, Кубики и др.) устанавливается на основании несоответствия их состава условиям залегания. Столь близко к поверхности (200—900 м) залегают нефти, имеющие плотность 0,760 — 0,830 (в среднем 0,815), очень низкий выход неперегоняемого остатка (в среднем 6 — 9 %), пологий ход кривой структурных индексов и их невысокие зна-

чения (от 34 для фракций н. к. 200 °С до 39 для фракций, выкипающих выше 400 °С). Характер изменения структурных индексов свидетельствует о легком фракционном составе и повышенной алифатичности высококипящих фракций. Подобный облик нефтей рассматривается как результат адсорбционных давлений, сопровождающих нефть на пути миграции.

Зона сингенетичной нефтеносности японскими исследователями достаточно четко отбивается по целому ряду показателей, важнейшими из которых являются изменение по разрезу отношения содержания углеводов к органическому углероду в породе и пористости глинистых отложений. Так, на месторождении Минамиага (Асакава — Фуджита, 1979) на глубине 1800 м зафиксировано резкое уменьшение количества углеводов в породе и увеличение пористости глинистых пород. Эти изменения наряду с другими показателями (отражательная способность включений витринита, которая повсеместно выше 0,5 %, распределение нормальных алканов и др.) свидетельствуют о наступлении главной фазы нефтеобразования. Глубине 1800 м соответствует температура 75 °С. По данным упомянутых авторов, генерация жидких углеводородов в осадочных бассейнах Японии из органического вещества материнских отложений миоценового возраста начинается при температуре 72 °С. При этом палеотемпературы миоценовой эпохи практически соответствуют современным. Начало генерации жидких углеводородов в плиоценовых материнских отложениях контролируется более жесткими геотермическими условиями (110 °С). В связи с этим вертикальная зональность в бассейне Уэцу имеет и стра-

тиграфическую приуроченность — плиоценовые отложения, как правило, газonosны, нижняя часть плиоцена и верхний миоцен содержат скопления газа и легких фильтрованных нефтей, сингенетично нефтеносными являются среднемиоценовые отложения.

Приведенное выше описание некоторых нефтегазосных бассейнов, основную роль в строении осадочного чехла которых играют сходно построенные, но имеющие различную мощность, толщи кайнозойских, преимущественно неогеновых отложений, позволяет сделать следующие выводы. Как видно из таблицы 2, распределение углеводородов по фазовому состоянию в разрезе кайнозойских отложений описанных бассейнов контролируется, главным образом, двумя факторами — интенсивностью теплового режима и скоростью осадконакопления. Повышенный фон геотермического поля, как это неоднократно

отмечалось в нефтяной геологической литературе, интенсифицирует процессы генерации углеводородов и их эмиграции из генерирующих отложений. Геотермический режим в сочетании со скоростью накопления осадков определяет время попадания и прохождения нефтегазоматеринскими отложениями различных зон генерации углеводородов. В бассейнах с интенсивным тепловым режимом и высокоамплитудным прогибанием (скорость осадконакопления выше 0,3 мм в год) имеет место генерация преимущественно жидких углеводородов, т. к. происходит быстрое прохождение зон биохимического, раннего и среднекатагенетического газообразования. В связи с этим верхняя газосная зона в таких бассейнах отсутствует, встречаются лишь единичные газовые скопления в конседиментационных ловушках (линзах, выклинивающихся песчаных прослоях) с высокогерметичными крышками. К

Сравнительная характеристика нефтегазосных бассейнов Западной Европы и Тихоокеанского подвижного пояса (по данным М. Харпера, 1972; Файнгерш—Зориной, 1980; Наместникова и др., 1981)

Porovnávacia charakteristika ropnosných a plynonosných bazénov západnej Európy tichooceánskeho mobilného pásu (podľa údajov autorov: Harper, 1972; Fajngerš — Zorina, 1980; Namestnikov et al., 1981)

Таблица 2

Бассейн	Среднее значение		Мощность неогеновых отложений, км	Средняя скорость осадконакопления в кайнозое, мм/год	Вертикальная зональность распределения углеводородов по фазовому состоянию
	Тепловой поток, ЕТП	геотермич. градиент °C/100 м			
Венско-					
Моравский	1,2	2,5—3,5	5,0	0,20	газ — нефть
Паннонский	1,8	4,5—5,0	7,0	0,28	газ — нефть
Адриатический		2,0	7,0	0,28	газ — нефть
Северо-					
Яванский	2,0	3,5—5,0	9,0	0,36	нефть
Саравакский	2,0	3,5—5,0	14,0	0,56	нефть
Сиамский	2,0	4,8—7,3	12,0	0,48	нефть + газ
Уэцу	1,5—2,0	2,5—3,4	9,0	0,36	газ — нефть

описанному типу бассейнов относятся Северо-Яванский, Саравакский, Сиамский, в которых высокие геотермические градиенты (до $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) сочетаются с высокими скоростями накопления осадков (до 0,56 мм в год). В случае отсутствия такого сочетания, материнские отложения успевают реализовать свой газовый потенциал, формируя в бассейне верхнюю газоносную зону. При этом возможны следующие соотношения геотермического градиента и скорости осадконакопления. Так, в Паннонском бассейне, при повышенном уровне теплового режима (геотермический градиент до $5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) скорость прогибания на неогеновом этапе развития не очень велика (менее 0,3 мм осадков в год). Это привело к тому, что в то время, когда материнские отложения находились на стадиях ранне- и среднекатагенетического газообразования, в разрезе сформировались условия для образования газовых месторождений. В НГБ Уэцу — наоборот, достаточно высокие скорости неогенового прогибания сопровождались пониженным уровнем теплового поля (в бассейне сравнительно низкий геотермический градиент). В этом бассейне также фиксируется верхняя газоносная зона. И, наконец, в Адриатическом НГБ сочетаются низкие значения геотермического градиента и невысокие скорости осадконакопления в неогене. В этом бассейне отмечается наибольшая, из всех анализируемых бассейнов, мощность верхней газоносной зоны и наиболее глубокое положение кровли зоны сингенетичной нефтеносности (свыше 4 км, в Паннонском — до 2 км).

Полученные закономерности могут быть использованы для прогнозирования фазовых состояний углеводоро-

дов при поисково-разведочных работах в нефтегазоносных бассейнах, vyplненных кайнозойскими отложениями. Использование описанных связей для более древних отложений затрудняется из-за происходящих в течение геологического развития перестроек структурных планов и связанного с ними переформирования месторождений.

Рецензовал З. Ротт

ЛИТЕРАТУРА

- Asakawa, T. — Fujita, Y. 1979: Organic metamorphism and hydrocarbon generation in sedimentary basins of Japan. In: Generation and maturation of hydrocarbons in sed. bas. *Proc. of the seminar Manila, 1977. Iss. CCOP, pp. 142—163.*
- Высоцкий, В. И., — Файнгерш, Л. А. 1969: Образование нефти и газа в Венском бассейне. *Геол. Нефти Газы*, № 12, с. 61—64.
- Геодекян, А. А. и др. 1976: Особенности нефти — и газообразования под дном акваторий. — В кн.: Горючие ископаемые. Доклады советских геологов на XXV сессии МГК. Изд. Наука Москва, с. 76—88.
- Гусева, А. Н. — Файнгерш, Л. А. 1970: О древнем гипергенезе нефтей. *Нефтераз. Геол. Геофиз. (Москва)* № 6, с. 39—42.
- Harper, M. 1971: Approximate geothermal gradient in the North Sea basin. *Nature (London)*, 230, pp. 235—236.
- Dlabač, M. — Spička, V. 1969: Príspevek k metodice průzkumu ropy a zemního plynu v mezozoickém podkladu Vídeňské pánve. *Geol. průzk.*, 11.
- Зорина, Ю. Г. — Файнгерш, Л. А. 1980: Условия формирования газовых, газоконденсатных и нефтяных месторождений в нефтегазоносных бассейнах юго-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. *Обзорная информация*, вып. 5. ВНИИ, Эгзипром, с. 46.
- Каликин, Н. А. — Наместников, Ю. Г. — Фотенфельд, В. М. — Файнгерш, Л. А. 1976: Время формирования залежей и распределение углеводородов различного фазового состояния в некоторых нефтегазоносных бассей-

- нах зарубежной Европы. — В кн.: *Время формирования залежей нефти и газа. Москва, Изд. Наука, с. 226—233.*
- Kertai, Gy. 1967: The origin in hydrocarbon resources and their carbon dioxide content in Hungary. *Acta. Sci. hung.* 11, pp. 261—278.
- Kölbl, L. 1971: Herkunft und Chemismus von Tiefenwässern aus dem Beckenuntergrund von Aderklaa-Breitenlee. *Erdöl-Erdgas-Z. (Wien)*, 86, 52—58.
- Kröll, A. — Wessely, G. 1973: Die neuen Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. *Erdöl-Erdgas. Z. (Wien)*, 89, S. 400—413.
- Kröll, A. — Wieseneder, H. 1972: The origin of oil and gas deposits in the Vienna basin (Austria). 24 IGC, section 5, pp. 153—160.
- Лонг, Г. — Нелия, С. — Рубино, Е. 1972: Распределение флюидов на структуре Кортемаджоре (долина р. По). Сб. Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений. Москва, Изд. Недра, с. 214—226.
- Michalíček, M. 1971: Naftova hydrogeochemie centrálne karpatského podloží Viedeňské pánve. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 14, s. 69—81.
- Наместников, Ю. Г. — Ротенфельд, В. М. — Файтельсон, А. Ш. 1977: Цикличность развития осадочных бассейнов и тектоника Балтийской синеклизы. В кн.: Цикличность отложений нефтегазовых и угленосных бассейнов. Москва, Изд. Наука, с. 201—209.
- Наместников, Ю. Г. — Файнгерш, Л. А. 1981: Некоторые особенности формирования и размещения месторождений нефти и газа на территориях социалистических стран Европы и Республики Куба. В кн.: Нефтегазовосные бассейны социалистических стран Европы и Республики Куба. Москва, Изд. Секретариата СЭВ, с. 377—390.
- Наместников, Ю. Г. — Файнгерш, Л. А. 1981: О возможности формирования газоконденсатных месторождений в глубоководных горизонтах Паннонского бассейна. — В кн.: Условия формирования газоконденсатных месторождений. Тр. ВНИГНИ, вып. 229, с. 64—76.
- Roe, G. — Polito, L. 1979: Source rocks of oils in the Arjuna sub-basin of the north-west Jawa basin, Indonesia. In: *Generation and maturation of hydrocarbon in sed. bas. Proc. of the seminar Manila, Sept. 177, Iss. CCOP*, pp. 180—194.
- Sutton, C. 1979: Depositional environments and their relation to chemical composition of Java sea crude oils. In: *Generation and maturation of hydrocarbons in sed. bas. Proc. of the sem. Manila, Sept. 1977. Iss. by CCOP*, pp. 163—179.
- Файнгерш, Л. А. 1977: Основные закономерности размещения месторождений и разведанных запасов нефти и газа в Западной Европе. — В кн.: Ресурсы нефти и газа капиталистических и развивающихся стран. Ленинград, Изд. Недра, с. 101—110.
- Šimánek, V. 1976: Geochemie ropy a genese ropných ložísek čs. části Viedeňské pánve. *Nauka o Zemi, Ser. Geol.*, 10, s. 71.

Fázová zonálnosť uhľovodíkov v roponosných a plynonosných bazénoch vrásnených oblastí

DUŠAN ĐURICA — JURIJ NAMESTNIKOV — LIDIA FAJNGERŠOVÁ

Medzi roponosné a plynonosné bazény vrásneného typu v západnej Európe patrí viedenský, panónsky, jadransko-iónsky, severoegejský, transylvánsky a karpatský bazén. Všetky sú na území alpsko-karpatského vrásneného systému.

Do tohto typu bazénov patrí aj skupina viažúca sa na úzko priekopové depresie lemujujúce medzihorský masív pod dnom Tyrrhenského mora. Je to skupina tzv. cirkumtyrrhenských bazénov, v ktorej sa prieskumné práce doteraz nevykonávajú. V distribúcii

ropných a plynových ložísk v profile a ploche týchto bazénov možno pozorovať rad zákonitostí podmienených spoločnými znakmi ich geologickej stavby a vývoja v súvislosti s ich príslušnosťou do jednotnej geofyzikálnej — vrásnenej oblasti. Podmienky vzniku ložísk ropy a plynu sme analyzovali v troch veľkých bazénoch západnej Európy — viedenskom, panónskom a jadranskom.

Okrem uvedených zistení pokladáme za nevyhnutné uviesť údaje charakterizujúce niektoré zákonitosti formovania ropných a ply-

nových ložísk roponosných a plynonosných bazénov juhozápadnej časti tichooceánskej mobilnej zóny. Tam sa bazény viažu na vnútorné prehyby a depresie vnútri vrásneného pásma (thajský bazén, Uecu) alebo na zóny, v ktorých susedia dve oblasti vrásnenia nerovnakého veku (severojávsky, sarawacký bazén). V geologickej stavbe týchto bazénov, v charakteristike formácií tvoriacich ich sedimentárne súvrstvia, v podmienkach uloženia koncentrácií ropy a plynu možno nájsť črty, ako majú bazény vnútri vrásneného alpsko-karpatského regiónu.

Viedensko-moravský roponosný a plynonosný bazén

Pre tento bazén je charakteristická heterogénna stavba sedimentárneho pokryvu. Skladá sa z dvoch štruktúrnych etáží. Spodná, označovaná ako predneogénny podklad, sa skladá z tektonicky porušených predalpínskych uloženín a z ranoalpínskych a stredoalpínskych sedimentačných komplexov. Vrchnú štruktúrnú etáž predstavuje hlavne molasa neogénneho až kvartérneho veku. Uložieniny vrchnej a spodnej štruktúrnej etáže sú produktívne ako v severnej (československej), tak aj v južnej (rakúskej) časti panvy. V horninách spodnej etáže boli objavené ložiská vo flyšových príkrovoch Karpát aj vo vápencových príkrovoch Álp. Roponosnosť a plynonosnosť flyšových príkrovov sa zistila prevažne na území ČSSR (západná časť moravskej depresie), ale aj v Rakúsku (v južnom pokračovaní moravskej depresie). Vápencové príkrovy Álp sú produktívne v rakúskej časti bazénu. Všetky horizonty sa tu regionálne viažu na lunzský, frankenfelský a ötscherský príkrov, produktívne sú uloženiny triasu, jury a kriedy. V triasových horninách sú overené plynové aj ropné horizonty, v jurských malé akumulácie ropy, v kriedových plynové horizonty a jeden ropný (Prottes Tief). Všetky známe ložiská spodnej štruktúrnej etáže sa rozdeľujú na dva typy: na ložiská viažúce sa na pochované erózne vyvýšeniny flyšových a karbonátových hornín a na ložiská vnútri vápencových príkrovov. Medzi akumulácie prvého typu patria horizonty vo flyši (na území ČSSR aj Rakúska) a v Rakúsku aj v karbonátových horninách (ložisko Aderklaa, Schönkirchen Tief, Prottes Tief, Baumgarten atď.). Horizonty druhého typu boli objavené iba v rakúskej

časti panvy (ložisko Schönkirchen Supertief a Radersdorf).

Priemyslová roponosnosť a plynonosnosť viedensko-moravského bazénu sa zistila v širokom stratigrafickom (od pliocénu do triasu) a hypsometrickom rozsahu (od 50 do 5688 m) v rakúskom ložisku Schönkirchen Supertief.

V distribúcii ložísk ropy a plynu v ploche aj reze panvy sa prejavuje istá zonálnosť, ktorá odráža osobitosti vzniku uhľovodíkov a formovania ich ložísk. Na molasovú štruktúrnú etáž sa viaže najmä plynonosnosť vrchných stratigrafických častí profilov. Plynonosné sú panónske a sarmatské sedimenty. Ložiská sú aj v južnej časti lábsko-lakšárskej elevácie a v moravskej depresii. V tejto depresii sa plynové ložiská v sarmate viažu aj na najmenej tektonicky porušené pasce. Treba zdôrazniť, že vrchná plynonosná zóna viedensko-moravskej panvy je v porovnaní s panónskym a jadranským bazénom veľmi redukovaná. Plyn panónskych a sarmatských súvrství je syngenetický s uloženinami a jeho vznik sa viazal na rané etapy katagenézy organickej hmoty v zóne protokatagenézy. Tejtó zóne zodpovedajú ložiská suchého plynu (podľa Vassojeviča). V zložení plynu panónskych a sarmatských ložísk prevláda, resp. je prítomný iba metán, obsah etánu a propánu nepresahuje 3 %. Homológov vyššie ako C₃ zvyčajne chýbajú (Malacky, Suchohrad, Jakubov). Možnosť tvorby ložísk vo vrchných plynonosných zónach vznikla v čase tvorby pascí, a hlavne ich utesnením. Významné tektonické porušenie štruktúr vo viedensko-moravskom bazéne môže objasniť menšie rozmery vrchnej plynonosnej zóny v porovnaní s panónskym a jadranským bazénom.

Hlbšie v reze prechádza plynonosná zóna do zóny s ložiskami ropy viažúcej sa na súvrstvie sarmatu, bádenu, karpátu, egenburga a otnangu. Je to zrejme zóna epigenetickej roponosnosti, lebo tekuté syngenetické uhľovodíky tu vznikaf nemôžu, pretože organická hmota nedosiahla štádium katagenézy, ktoré zodpovedá fáze vzniku ropy (je v ranej a strednej mezokatagenéze). V rakúskej časti bazénu je v tejto zóne najväčšie ložisko Matzen s ropnými horizontmi v tortóne. Podľa V. A. Uspenského a O. A. Radčenko možno ropu tohto ložiska pokladať za hybridnú, majúcu črty filtrátov a hypergenátov. Aj v čs. časti panvy možno celkom reálne očakávať rozšírenie zóny epigenetickej roponosnosti, lebo koncentrácie ropy syngenetickej so sprievodnými sedimentmi sa môžu

objaviť od hĺbky asi 2000—2300 m, zodpovedajúcej geoterme 80 °C.

Predpoklady o existencii zóny epigenetickej roponosnosti v sedimentárnej výplni čs. časti vidensko-moravského bazénu potvrdzuje analýza geochemických osobitostí ropy. Ropu sarmatských ložísk a tortónu matzenského ložiska možno počítať medzi ťažšie filtráty, ktorých pôvodný ráz zastrelí zmeny viažúce sa na vplyv hypergénnej zóny. Ťažké sarmatské ropy, ktoré sú podľa V. Šimánka (1976) autochtónne (syngeneticke), sa takto spravidla odlišujú slabým zvýšením alebo znížením cyklickosti so zvýšením bodu varu frakcií.

Hlbšie v reze po epigenetickej zóne nastupuje zóna syngenetickej roponosnosti, ktorej vrchná hranica má zreteľnú hypsometrickú väzbu (1700—2000 m). Stratigrafická príslušnosť stropu zóny prechádza z bázu (v poklesnutých častiach panvy) do karpátu, egenburgu a otnangu (podľa štruktúrnej polohy rájónu). Podľa záverov V. Šimánka je ropa karpátu autochtónna (syngeneticke) so svojim horninovým prostredím na hodonínsko-gbelskom hraste (ložisko Hrušky, Týnec) a na štefanovsko-šaštínskom hraste (ložisko Štefanov a Petrova Ves).

Akumulácie uhľovodíkov v erózných eleváciách flyš predneogénneho podkladu panvy sa geneticky a hydrodynamicky viažu na neogénny komplex uloženín, a preto sú súčasťou zóny syngenetickej roponosnosti alebo vrchnej plynosnej zóny (ložisko Lednice, Podivín). Do zóny syngenetickej roponosnosti sa zaraďujú aj ložiská v erózných eleváciách karbonátových alpínskych príkrovov rakúskej časti panvy (Schönkirchen Tief, Prottes Tief atď.). Tento predpoklad potvrdzuje zhoda v zložení ropy otnanských ložísk v Rakúsku a ložísk v zakrytých eleváciách predneogénneho podkladu (Kröl — Wessely, 1973). Ďalším dôležitým zistením je, že vápenec a dolomit príkrovu Ťotscher prakticky nemajú organickú hmotu, a preto sa nemôžu pokladať za zdroj uhľovodíkov.

Plynové ložiská známe v rakúskej časti bazénu vnútri alpínskych príkrovov Lunz a Frankenfels (Schönkirchen Supertief a Raiersdorf) sú v tmavých bituminóznych vápencoch a dolomitoch. Vrstvová voda týchto príkrovov sa vyznačuje vysokou mineralizáciou (do 130 g/l) a úplným nasýtením plynom. Takýto charakter vrstvomého hydrodynamického systému je schopný úplne zabezpečiť akumuláciu plynových ložísk. Plyn je syn-

genetický aj s horninami prostredia a vek ložísk je pravdepodobne totožný s koncom alpínskych horotvorných pohybov, keď sa ukončila štruktúra spodnej sedimentárnej etáže. Súčasne teplota v hĺbke 5400—6000 m, kde sa ložiská vyskytujú, dosahuje 150—170 °C, čo je podľa I. I. Ammonosova schopné zabezpečiť žirne štádium katagenézy organickej hmoty, ktoré značí ukončenie hlavnej fázy tvorby ropy. Preto možno predpokladať, že sa v týchto ložiskách akumuluje plyn spodnej plynovej genetickej zóny, ktorá vzniká pri vysokej teplote. Vysokoteplotný vznik tohto plynu dokazujú niektoré osobitosti jeho zloženia, napr. vysoký obsah CO₂ a sírovodíka.

V čs. časti panvy sa priemyslové prítoky uhľovodíkov zistili vo vápenci predneogénneho podkladu (lunzský príkrov) v oblasti lábsko-lakšárskej elevácie v ložisku Závod. Z hĺbky 4180 m sa získal prítok kondenzátu s plynom. Geologické, hydrogeologické a geochemické podmienky sú na tejto elevácii rovnaké ako v rájone Schönkirchen Tief a Baumgarten.

Panónsky roponosný a plynosný bazén

Sedimentárny pokryv v bazéne mocný viac ako 7 km má tiež zreteľnú dvojetážovú stavbu. Vrchnú etáž tvorí molasové súvrstvie neogénneho veku, spodnú miogeosynklinálne, subplatformové a platformové vrchnopaleozoické, mezozoické a paleogénne uloženiny.

Vo vrchnej molasovej etáži možno vyčleniť vrchnú plynosnú časť s epigenetickou roponosnosťou a spodnú so syngenetickou roponosnosťou. Vznik plynu vo vrchnej časti profilu sa spája so zónou protokatagenézy. Od hĺbky 1600 m, zodpovedajúcej teplote 80—100 °C, sa v neogéne objavujú plynové ložiská s ropnými lemmami. Táto hĺbka zrejme zodpovedá termodynamickým podmienkam hlavnej fázy vzniku ropy, ktorou sa vyznačuje výrazne zvýšená produkcia novotvorených vysokomolekulárnych (tekutých a plyných) uhľovodíkov a široký rozvoj procesov prvej migrácie (Namestnikov — Fajngerš, 1981).

Výskum uloženia a zloženia ropy v obzorochoch spodnej štruktúrnej etáže vedie k záverom, že veľký vplyv na jeho roponosnosť mala dlhá prestávka v sedimentácii, ktorá predchádzala vzniku molás (Guseva — Fajngerš, 1970). Ropa v obzoroch tejto etáže (napr. ložiska Nagylendel), a to bez ohľadu

na náročné teplotné podmienky (viac ako 100 °C), sa odlišuje veľmi vysokou hustotou, obsahom síry a živíc. Takáto ropa patrí medzi hypergenáty. Nesúlad jej povahy so súčasnými podmienkami jej uloženia naznačuje, že osobitosti v jej chemickom zložení vznikali v podmienkach paleohypergénnej zóny.

Rozloženie plynonosnosti a roponosnosti v ploche bazénu a v jeho profile je späté s osobitosťami generačných procesov, ktoré v rozličných častiach neprebíhali jednotne a samy odrážajú špecifické črty geologického vývoja.

Jadranská roponosná a plynonosná panva

Táto panva sa viaže na medzihorskú depresiú s heterogénnou stavbou ležiacou medzi vrásnenými pásmami Apenín, Álp a Dinár. Podlozie tejto depresie tvorí medzihorský masív (adriatická platforma), na ktorého poklesnutých kryhách vznikli predhlbne Apenín vyplnené mocným súvrstvom (viac ako 6 km) neogénnych molás. Vrchné, molasové, pásmo zodpovedá postorogénnej etape vývoja bazénu, spodná etáž súvisí s jedným zo štádií vývoja medzihorského masívu. Stratigrafické stupne nie sú v rozličných častiach bazénu zastúpené rovnako. V predapeninskej časti pádskej depresie tvoria vrchnú etáž terigénne uloženie miocénu. Južnejšie, v depresii Marke — Abruzzi, sa miocén zahŕňa do spodného karbonátového komplexu.

Pre tento bazén je charakteristická aj výrazná vertikálna zonálnosť v rozložení uhľovodíkov podľa fázového stavu. Vo vrchnom terigénnom komplexe je (zhora dole) plynonosná zóna a zóna epigenetickej roponosnosti. Vznik plynu v terigénnom komplexe miocénu a pliocénu sa spája s ranými etapami katabolizmu organickej hmoty prevažne alinového typu syngeneticky s produktívnymi vrstvami. Akumulovaná ropa v uloženiach tohto komplexu má zreteľne rás filtrátu a vznikla zrejme migráciou z podložných uložení. Typickým príkladom ropu filtrátovej povahy je ropa ložiska Cortemagiore, ktorej zákonitosti zmien zloženia podľa hĺbky odrážajú vplyvy migračno-filtračných procesov (tab. 1).

Bazény juhozápadnej časti tichooceánskeho pásu

Ako etalóny juhozápadnej časti tichooceánskeho mobilného pásu boli vybraté dva ba-

zény — severojávsky, ako príklad bazénov s výrazným geotermickým režimom, a Uecu v Japonsku, s miernym tepelným poľom.

Pre severojávsky bazén je priemerný geotermálny gradient okolo 5 °C/100 m. Bazén je vyplnený mocným (až 9 km) komplexom prevažne terigénnych uložení kenozoického veku. Priemyslové akumulácie ropy a plynu sú v neogéne a oligocéne. Vrchná časť profilu sedimentárneho komplexu (do 800 m) je výhradne roponosná. Od hĺbky 1700 m (tepnota radu 60 °C) sa v profile objavujú plynokondenzátové akumulácie. Čisto plynových horizontov je veľmi málo a viažu sa na rájony s najnižším geotermálnym gradientom.

Za zdroj uhľovodíkov sa pokladá organická hmota obsiahnutá v íle a ílovitom vápenci vrchného oligocénu až spodného miocénu. V súlade s paleoteplotnými rekonštrukciami a údajmi o reflexívnosti vitrinitu je organická hmota materských uložení panvy v štádiách mezokatabolizmu zodpovedajúcich tvorbe plynu a počiatku tvorby ropy.

Roponosnosť bazénu závisí od radu faktorov, z ktorých najdôležitejšia je osobitosť paleoteplotného režimu počas kenozoickej histórie bazénu (aktívna magmatická činnosť, vysoká teplota a rýchly pokles sedimentov). Organická hmota materských uložení rýchlo prešla termobarickými podmienkami biochemickej ranokatabolizmu tvorby plynu.

V období, keď bola organická hmota materských sedimentov v podmienkach vrchnej plynogenetickej zóny, pokračujúci pokles rájónu bránil vzniku štruktúrnych pascí. Hlavná masa lokálnych štruktúrnych foriem vznikla až v období regionálnych zdvihov. K strate plynu ranej generácie prispela aj intenzívna tektonická činnosť.

Ložiská ropy sa viažu na pleistocénne etapy vzniku štruktúrnych pascí. Ropa týchto ložísk je v hĺbke väčšej ako 800 m a je syngenetická so sprievodnými uloženinami.

Neprítomnosť vrchnej plynonosnej zóny je charakteristická pre ďalšie bazény regiónu s výrazným geotermickým režimom (napr. sarawacký, južnú a strednú časť sumatrianskeho bazénu). V týchto bazénoch, vo vrchnej časti sedimentárneho profilu, je vyvinutá zóna epigenetickej roponosnosti s ropou migračno-filtračného lemu.

V bazéne Uecu dosahuje sedimentárny pokryv (pleistocén — miocén) mocnosť až 6 km. Ložiská plynu a ropy sú neogénneho veku. Geometrický gradient sa pohybuje od 2,5 do 3,4 °C/100 m.

Podobne ako v západoeurópskych vrásnených bazénoch možno aj v bazéne Uecu vyčleniť vrchnú plynonosnú zónu s epigenetickou roponosnosťou v jej spodných častiach. Zónu syngenetickej roponosnosti japonskí vedci pre rad ukazovateľov odmietajú. Medzi najdôležitejšie patria zmeny v profile vo vzťahu obsahu uhľovodíkov v hornine a pórovitosti fľových sedimentov (v hĺbke 1800 m sa výrazne znižuje obsah uhľovodíkov v hornine a podstatne sa zvyšuje pórovitosť fľových sedimentov).

Za syngenetickú sa v tejto panve pokladá ropa vrchného miocénu. Pliocénne sedimenty a sedimenty vrchnej časti miocénu sú prakticky plynonosné, miestami s ložiskami ľahkej filtrátovej ropy.

Doterajšie výskumy v sledovaných roponosných a plynonosných bazénoch — prevažne neogénneho veku — umožnili urobiť konkrétne závery. Je to zrejmé z tab. 2. Rozloženie uhľovodíkov podľa fázového zloženia v profile kenozoických sedimentov ovplyvňujú dva hlavné faktory — intenzita tepelného režimu a rýchlosť sedimentácie. V bazénoch s intenzívnym tepelným režimom a vrásami s vysokými amplitúdami (rýchlosť

sedimentácie väčšia ako 0,3 mm/1 rok) sú prevažne tekuté uhľovodíky, pretože sa rýchlo striedali biochemické, ranokatagenické a stredokatagenické zóny tvorby plynov. Tento fakt ovplyvnila absencia vrchnej plynonosnej zóny napr. v severojávskom, sarawacom a thajskom bazéne, kde sa geotermický gradient (do 5°C/100 m) spája s vysokou rýchlosťou sedimentácie (do 0,56 mm/1 rok). Naproti tomu je v panónskom bazéne geotermický gradient tiež 5°C/100 m, ale rýchlosť sedimentácie nižšia ako 0,3 mm/1 rok. Tento fakt vedie k náhľadu, že v období, keď boli materské horniny v štádiu ranokatagenickej až stredokatagenickej tvorby plynu, nastávala akumulácia plynových ložísk.

Najväčšiu mocnosť vrchnej plynovej zóny a najhlbšie uloženie zóny syngenetickej roponosnosti (viac ako 4 km v jadranskom bazéne) možno vysvetliť nízkymi hodnotami geotermického gradientu a relatívne malou rýchlosťou sedimentácie neogénu.

Získané poznatky o zákonitostiach možno využiť na prognózovanie fázového obsahu uhľovodíkov pri prieskumných vyhľadávacích prácach v roponosných a plynonosných bazénoch kenozoického veku.

RECENZIA

František Čech: **Ložiská palív — vzhľad k hlbínnej stavbe panonskej panvy a karpatiského oblúka**

Geologický ústav D. Štúra v Bratislave vydal ve své edici Západné Karpaty, séria geológia, pod číslem 8 s vročením 1982 monografiu profesora ložiskové geologie na Univerzitě Komenského (rozsah knihy 148 stran a přílohy, cena výtisku 30 Kčs).

Jde o práci u nás svého druhu průkopnickou, protože řeší problematiku kaustobiolitů viděnou ze zcela nového zorného úhlu. Dosavadní geologické pohledy na ložiska kaustobiolitů se ve své většině geotektonickému způsobu řešení buď vyhýbaly, nebo se mu věnovaly jen okrajově. Současný stav geologického výzkumu ukazuje, že pro prospekci je nutný přechod od detailních strukturně-geologických postupů k širším regionálním či nadregionálním geotektonickým studiím.

V recenzované monografii byly učiněny kroky k takovému modernímu výzkumu. Práce se soustřeďuje na několik hlavních okruhů. Předně je to problém obecného vzniku pánví vycházející z předpokladu

existence zlomů a poruchových zón, aplikované dále na neogenní pánve Karpat a zvláště Západních Karpat. Zde se opírá o poznatek, jak bloková stavba hlubokého fundamentu způsobuje při pohybech i pod nasunutými jednotkami propracovávání zlomů k povrchu, kde v nasunutých jednotkách kopírují pak svazky lineárních fľových vrás hlubinná rozhraní. Protože geofyzikální údaje svědčí o tom, že hlubinné zlomy pocházejí z pláště, jehož povrch vykazuje největší výškové rozdíly na hranici jednotek, vychází autor z oprávněného předpokladu, že diskontinuity se uplatňovaly a dědičně ovlivňovaly rozdílnou mobilitou jednotek i po stovky milionů roků. Základ geologického vývoje vedoucího ke genezi ložisek uhlí, resp. i ropy a zemního plynu, vidí autor ve vzniku hlubinné blokové (kerné) stavby v širších regionálních souvislostech.

Knihou svým pojetím není určena jen prospekčním geologům, ale neméně užitečnou četbou je i po regionální geologii a vůbec pro geology zájímající se o soudobý geotektonický přístup.

R. Květ

Tektonický pulz terciéru východného Slovenska a jeho vzťah k bradlovému pásu

JÁN NEMČOK*, RUDOLF RUDINEC**

* Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

** Moravské naftové doly, k. p., prieskumný závod, 071 01 Michalovce

(12 obr. v texte)

Doručené 14. 3. 1983

Тектонический пульс терциера Восточной Словакии и его отношение к утёсовому поясу

Изменения палеопотоков, величина и ориентировка впадин являются регулятором интенсивных тектонических движений. Благодаря им вычленена пёстрая шкала фазовитости изменений старшего и младшего терциера Восточной Словакии. Утёсовый пояс, как структурный элемент в этом районе, начинает появляться только од верхнего бадена.

Tectonic pulsation of the East Slovakian Cenozoic and its relation to the Pieniny Klippen Belt

Changes of paleocurrent orientation, extents and orientations of basins are the results of intensive tectonic processes. Using these data, a variegated set of tectonic phases changing the regime of Lower and Upper Cenozoic sedimentation has been discerned. The Pieniny Klippen Belt as a tectonic unit influences these changes but from the Upper Badenian.

Východoslovenské flyšové pásmo na V od Vysokých Tatier, ako aj neogénna panva východne od hornádskeho poruchového systému prekonalí počas svojho vývoja v kenozoiku výrazné tektonické zmeny. Dynamický a kinematický prístup k sedimentácii vektorových prvkov, zmenám príbrežných čiar, posunom osí sedimentačných bazénov, ako aj stupeň deformácií

dávajú podklad na rekonštrukciu intenzívnejších, resp. menej výrazných tektonických úsekov v terciéri.

Východoslovenský sedimentačný priestor na rozhraní mezozoika a paleogénu charakterizuje staršia literatúra tak, že sa os sedimentačného priestoru presťahovala ďalej na S. Povedané inými slovami flyšový sedimentačný priestor mal od obdo-

bia vrchnej kriedy svoj bazén, ktorý zaplňajú klastiká z kordiléroých zdrojov. Tieto zdrojové oblasti sú dnes predmetom štúdia tektonikov, stratigrafov, ako aj sedimentológov.

Bloková príkrovová stavba centrálnych Karpát má svoje pokračovanie nielen pod sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu a neogénu východného Slovenska (potvrdenú hĺbkovými vrtmi), ale pravdepodobne aj pod vonkajším flyšovým pásom. Veľká mocnosť flyšových sedimentov je pri dnešných technických možnostiach prekážkou ich preniknutia hlbokými vrtmi a rovnako ani geofyzikálne práce neposkytujú podklady, ktoré by umožnili presnejšie zostrojiť aspoň prvé makety máp podložia vonkajšieho flyšu. Práve staršie, zmiznuté bloky, resp. celá ich sústava tvorila v minulosti oblasti, z ktorých pochádza materiál flyšových, ale aj neogénnych sedimentov.

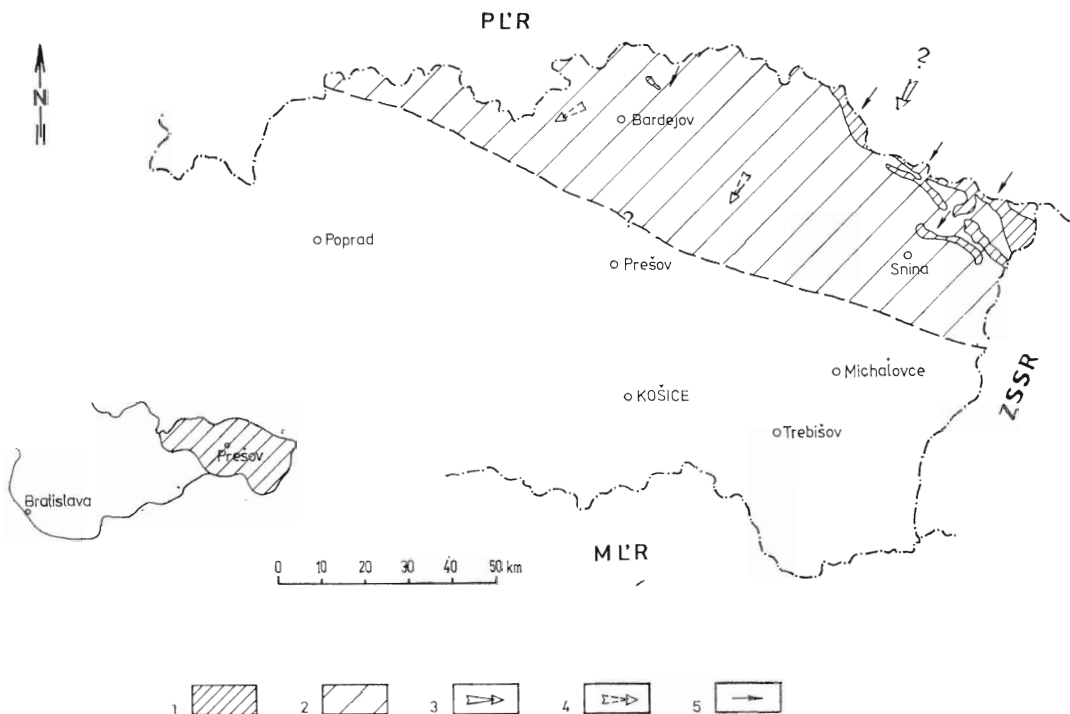
Druhým veľmi výrazným tektonickým obdobím bol vznik neogénneho sedimentačného priestoru. Toto obdobie bolo charakteristické takou tektonickou aktivitou blokov, že časť blokov mala klesajúcu tendenciu a na jej povrchu sa vytvoril sedimentačný priestor s jeho vlastnou sedimentáciou. Transkarpatská depresia (východoslovenská neogénna panva a zakarpatský vnútorný prehyb) vznikla na cca 40 km širokom a 200 km dlhom geologickom bloku, resp. menších blokoch so zložitou vnútornou stavbou (Rudinec — Slávik, 1973; Sviridenko, 1976; Rudinec et al., 1981). Členité podložie neogénu východného Slovenska na V od hornádskeho poruchového systému sa skladá z hornín kryštalinika, mezozoika, ako aj paleogénu (Rudinec, 1980).

Významné zmeny prínosu klastík

Obdobie medzi mezozoikom a paleogénom vo flyšovom sedimentačnom priestore

sa vyznačovalo tým, že klastiká distálneho flyšu (lupkovské vrstvy — vrchná krieda) boli po bazéne nesené od SV na JZ (obr. 1). Lupkovské vrstvy vystupujú na povrch v severovýchodnom rohu nášho územia v duklianskej jednotke. Ich rozšírenie na JZ pravdepodobne siaha až do oblasti bradlového pásma. Vrchnokriedové cisnianske pieskovce, resp. pieskovce Veľkého Bukovca z nadložia lupkovských vrstiev nesú znaky rýchlej sedimentácie. Rozsiahle šošovky mikrokonglomerátov v hrubozrnných masívnych pieskovcoch svedčia o proximalite prostredia ich depozície. Hrubé masívne cisnianske pieskovce (V. Bukovca) majú zväčša smer prínosu materiálu od JV. Náhla zmena nielen lito-faciálneho obsahu, ale aj zmena vektorov paleotransportu materiálu (obr. 2) svedčí o tektonickom zásahu tak zdrojovej oblasti, ako aj o mieste depozície klastického materiálu. Toto časové obdobie sa zhodovalo s laramskou fázou vrásnenia. Tak ako každá predchádzajúca fáza vrásnenia aj laramská má oblasti, v ktorých sa prejavila ako vrásnivý, resp. deštruktívny fenomén. Na iných miestach sa prejavila ako tvorivý element nových sedimentov, ktoré ďalší deštruktívny fenomén mladšej fázy fyzikálno-mechanicky menil na vrásky, prešmyky, násuny, sigmoidy atď. Preto cisnianske pieskovce (V. Bukovca) považujeme za odraz laramských tektonických procesov.

Obdobie spodnej časti paleogénu (paleogén — spodný eocén) sa až do stredného eocénu vyznačovalo pokojnou flyšovou sedimentáciou bez výrazných tektonických impulzov. Detritický materiál bol donášaný z južnej zdrojovej oblasti a po sedimentačnom priestore sa triedil od JV na SZ (obr. 2). Výraznejšie tektonické zmeny vo flyšovom bazéne sa registrujú od stredného eocénu. Postupné prehlbovanie flyšovej sedimentačnej oblasti spôsobilo transgresiu a zarezávanie sa paleogénneho



Obr. 1. Rozšírenie vrchnej kriedy. 1 — dnešné vystupovanie na povrch, 2 — pravdepodobné rozšírenie, 3 — predpokladané spojenie s morom, 4 — smer transgresie, 5 — smer paleotransportu. Vysvetlivky k obr. 1—42

Fig. 1. Extent of Upper Cretaceous sediments in Eastern Slovakia. 1 — recent surficial extent, 2 — probable extent, 3 — interconnection with marine areas, 4 — direction of transgression, 5 — direction of paleotransport. Explanation to figs 1—12

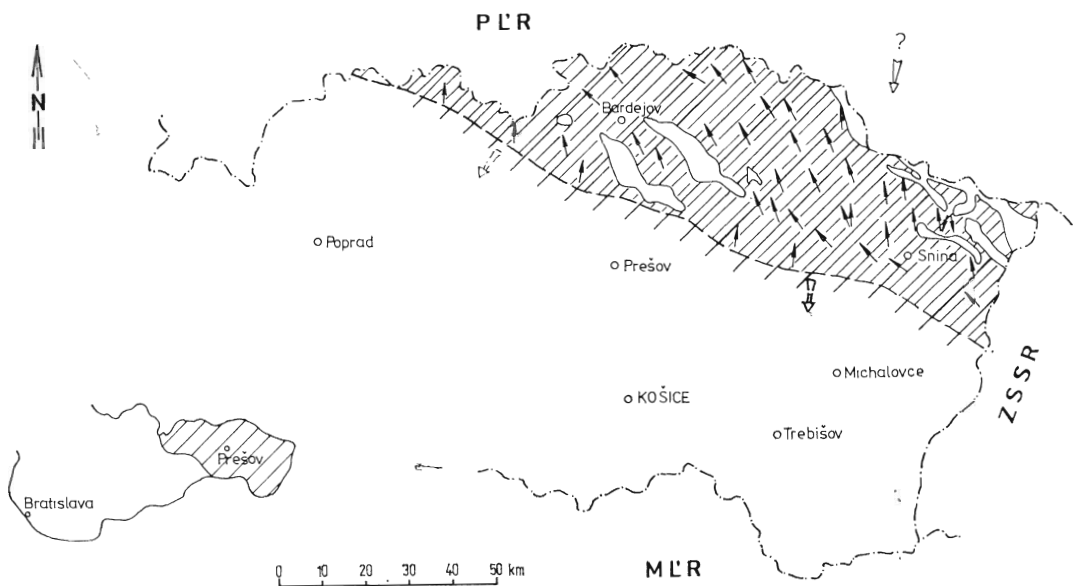
mora do centrálnych Karpát. Klastický materiál naďalej dodávala južná kordiléra ako v spodnom paleogéne. Tento stratigrafický úsek v južnej časti flyšového bazénu mal prínos klastík od juhovýchodných, resp. juhozápadných blokov z podložia transkarpatskej depresie (obr. 3).

Z rozboru prínosu klastík v časovom úseku vrchnej časti paleogénu vyplýva, že tektonické dianie, ktoré tento prínos do sedimentačného priestoru regulovalo, bolo pozvoľné. Vyznačovalo sa prehlbovaním flyšového sedimentačného priestoru v dôsledku tektonickej predispozície. Koncom oligocénu najpravdepodobnejšie nastala istá priestorová degradácia paleogénneho

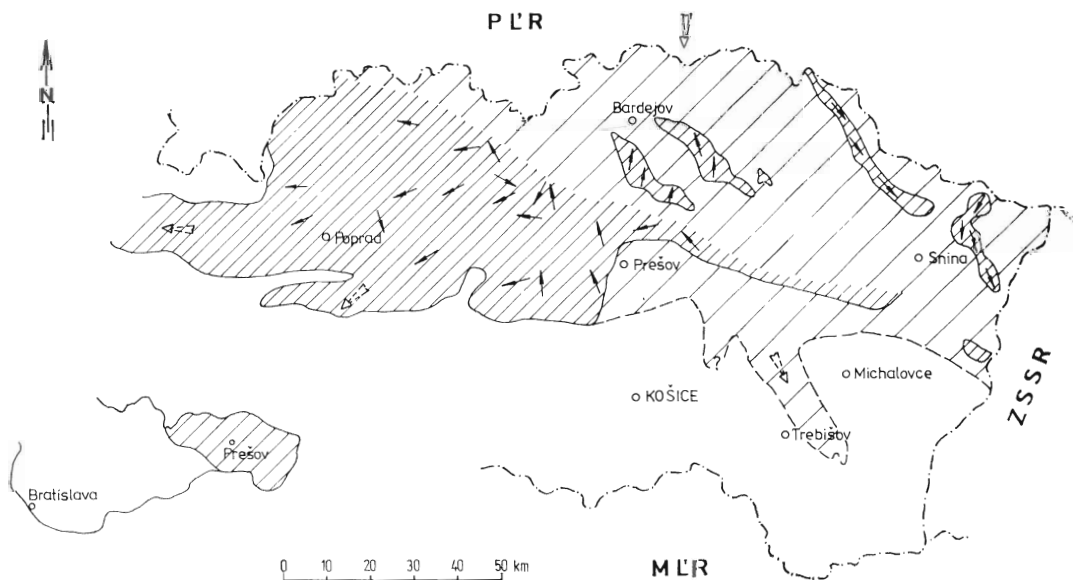
sedimentačného bazénu a jeho redukcia. Zaplavené zostali iba niektoré časti flyšu, cez ktoré bolo spojenie s čelnou predhĺbňou.

Podľa starších predstáv prepojenie spodnomiocénneho sedimentačného priestoru s morom na východnom Slovensku bolo od JZ a J (Seneš, 1961; Ďurica, 1976) a azda ešte aj Z (Čverčko, 1976).

Prepojenie od SZ cez úzky záliv v priestore širšieho okolia bradlového pásma predpokladá R. Rudinec (1977). Aj J. Čverčko (1977) okrem prepojenia od Z na JZ pripúšťa v I. a II. štruktúrnej etáži, ktoré vyčlenil (eger — spodný bádén), spojenie bazénu od S cez flyš, odkiaľ boli



Obr. 2. Rozšírenie spodnej časti paleogénu
Fig. 2. Extent of Lower Paleogene sediments



Obr. 3. Rozšírenie vrchnej časti paleogénu
Fig. 3. Extent of Upper Paleogene sediments

neskôr neogénne sedimenty oddenudované.

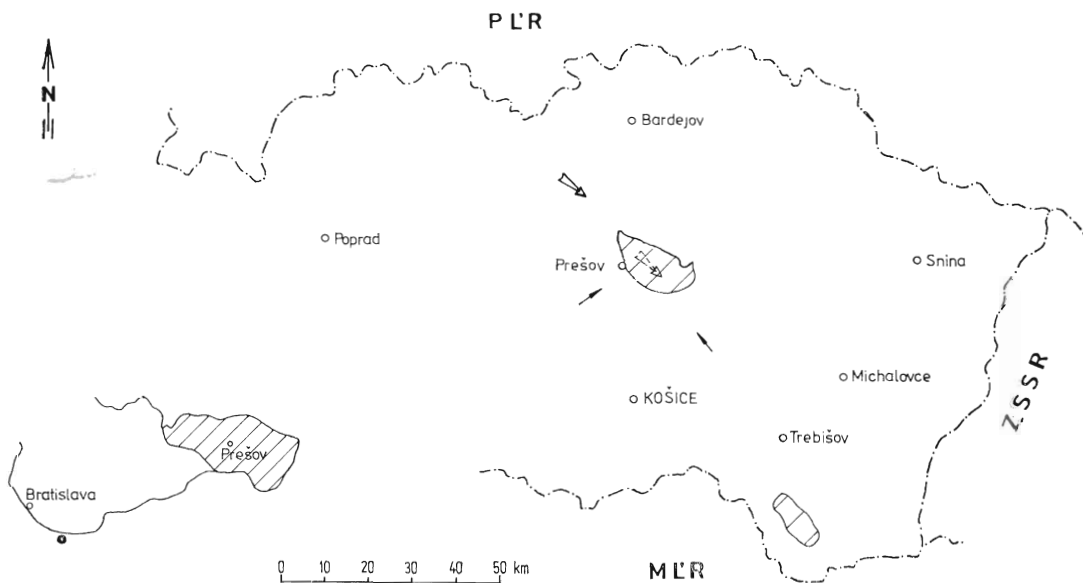
Podľa rozšírenia spodnomiocénnych sedimentov v transkarpatskej depresii sa zdá, že spojenie s morom s čelnou predhlbňou bolo vo väčšom rozsahu v priestore dnešných flyšových Karpát, a to ako na území východného Slovenska, tak aj v Zakarpatsku. Doznievajúce pohyby pyrenejskej horotvornej fázy spôsobili čiastočné vyzdvihnutie „zemplínskeho bloku“ včítane vrchnopaleogénnych flyšových sekvencií a značnú redukciu oligocénneho priestoru na jeho severnom úpätí. Zásluhou istej tektonickej predispozície v jeho severozápadnej časti vznikali zlomy poklesového charakteru približne smeru V—Z. V tomto období sa vlastne začal formovať zárodočný sedimentačný bazén egera na rozhraní oligocén — spodný miocén (chat — eger). Jeho plošný rozsah dnes ťažko presnejšie určiť. Časť sedimentov bola v dôsledku výzdvihu flyšových Karpát oddenudovaná. Malý relikt sa uchoval

iba v prešovskej depresii (obr. 4).

V dôsledku začínajúcich sa helvétskych horotvorných pohybov sa ďalej prehĺboval a rozširoval spodnomiocénny bazén v egenburgu hlavne na V až do karpatskej oblasti a čiastočne na JV (obr. 5). Na S záplava prekročila dnešný rozsah bradlového pásma, spojenie s morom bolo od SZ a azda aj zo SSZ.

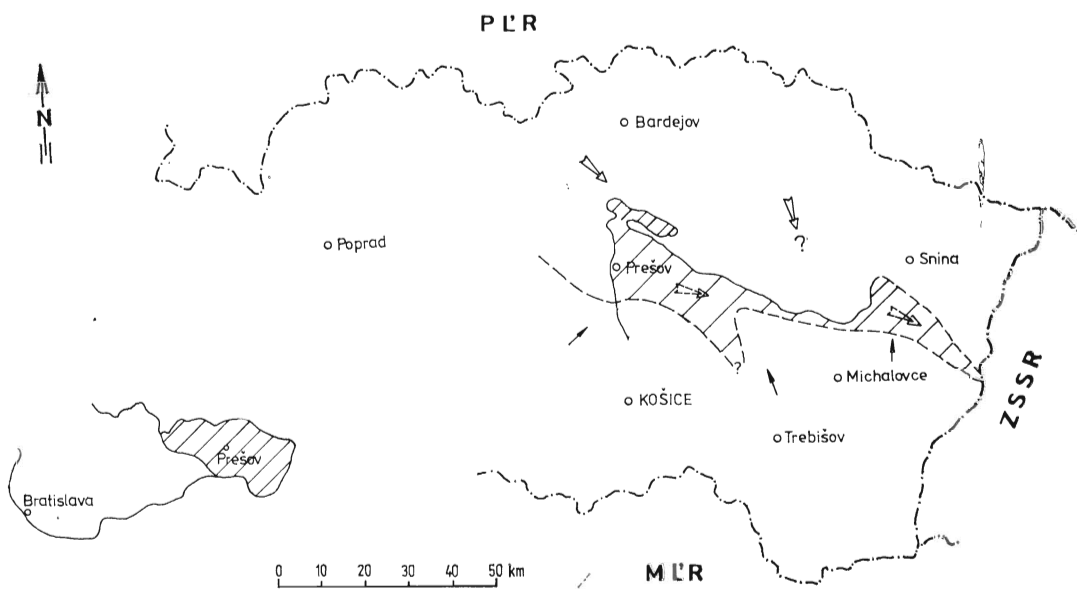
Ku koncu tohto obdobia sa v dôsledku sávskych horotvorných pohybov panónsky masív opätovne zdvihol, a tak nastala regresia mora a zánik spodnomiocénneho bazénu. Počas celého otnangu tu bol stratigrafický hiát.

Nová transgresia sa uplatnila v dôsledku staroštajerských pohybov v karpate hlavne od SZ a neskôr mohlo existovať spojenie v širšom rozsahu od S. Jeho rozsah bol podstatne väčší a širší ako v egenburgu (obr. 6). Os sedimentačnej panvy sa v tomto období už posúvala viac na JZ. Úzkym zálivom sa karpatské more dostá-



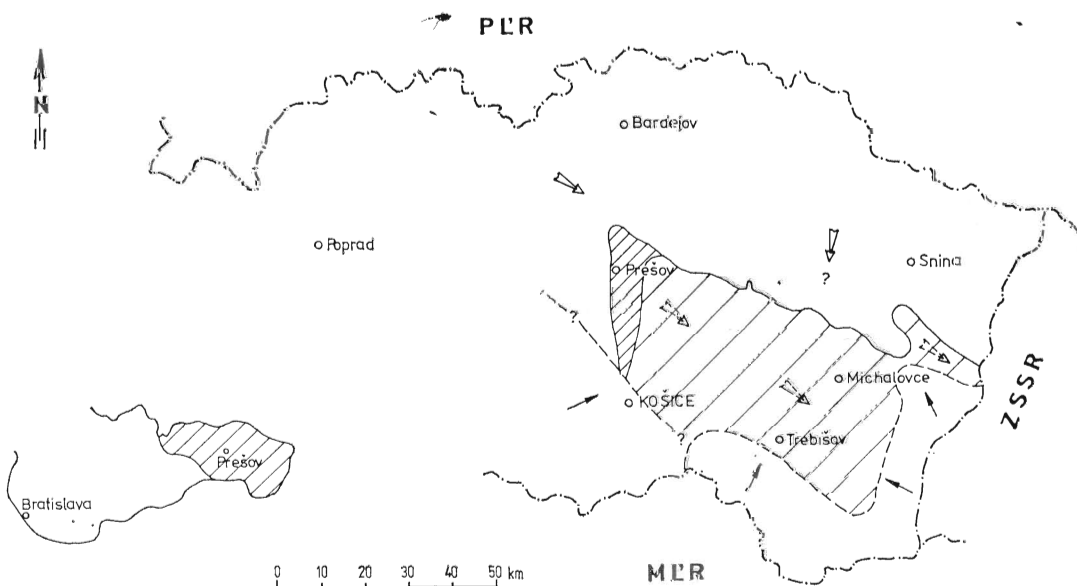
Obr. 4. Rozšírenie egera

Fig. 4. Extent of Egerian sediments



Obr. 5. Rozšírenie egenburgu

Fig. 5. Extent of Eggenburgian sediments



Obr. 6. Rozšírenie karpaticu

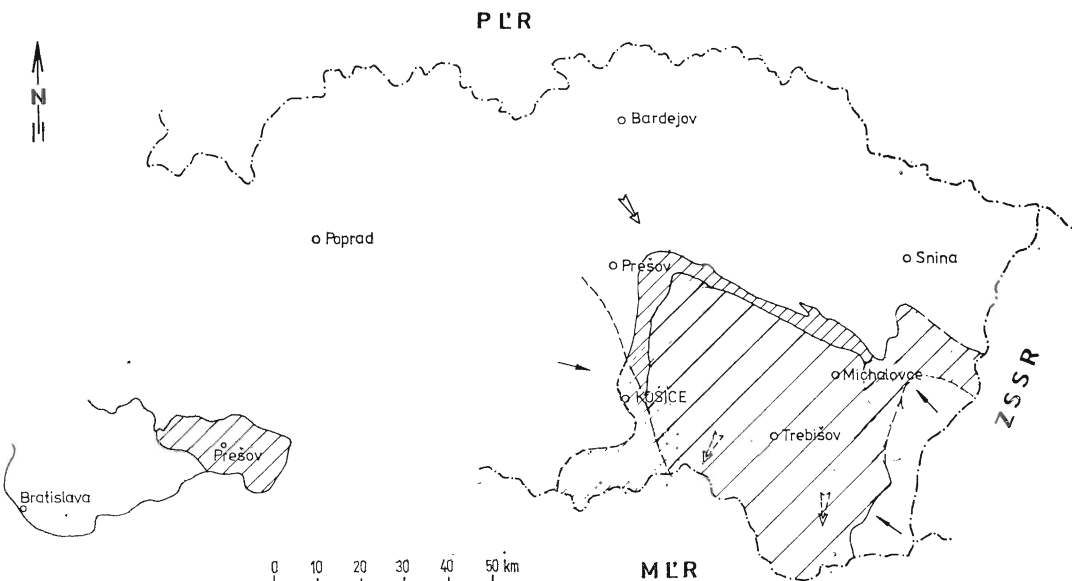
Fig. 6. Extent of Karpatic sediments

valo cez choňkovskú depresiu východne od Michaloviec až do severnej časti zakarpatského vnútorného prehybu. Jeho rozsah, hlavne na S, bol pôvodne väčší, ako ho poznáme dnes.

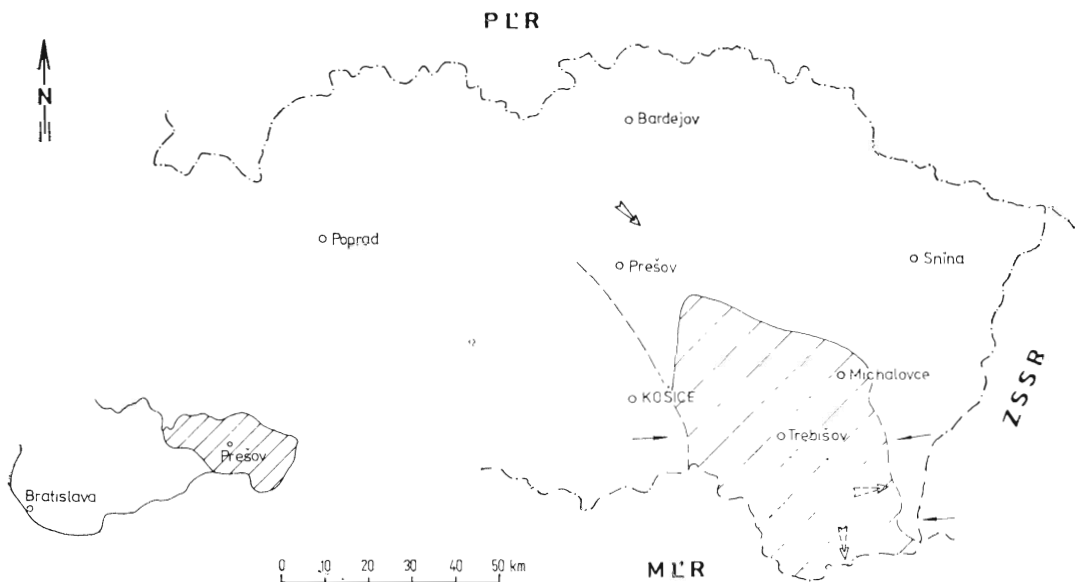
Ďalšie oživenie tektonických pohybov sa odrazilo v spodnom bádene za štajerských horotvorných procesov, a to ďalším rozšírením okraja bazénu hlavne smerom na J a posunom jeho osi ďalej na JZ. Zaplavený bol aj zemplínsky ostrov (obr. 7). V severozápadnej časti sa spodný báden pozvoľna vyvíjal z karpátu bez zreteľnej diskordancie, ktorú možno pozorovať hlavne v južných a severovýchodných okrajových častiach (podvihorlatská oblasť). V plytkovodnom bazéne subsidenciu kontrolovali synsedimentárne pozdĺžne a súčasť priečne zlomy. Odrazom zintenzívnenia tektonických procesov v tomto období bola búrlivá regionálna sopečná činnosť u nás, ako aj na území terajšieho severného Maďarska a v zakarpatskom vnútor-

nom prehybe. Ide o kyslé eruptíva — ryolity a ich pyroklastiká. Ku koncu tohto obdobia sa zdvihla severovýchodná časť bazénu a nastala regresia mora z priestorov podvihorlatskej oblasti a severných častí zakarpatského vnútorného prehybu. Zdá sa, že sa v tomto období postupne prerušilo spojenie bazénu od S a zostávalo iba od SZ.

Pod vplyvom pokračujúcich štajerských horotvorných procesov sa ďalej „upravil“ miocénny sedimentačný priestor v strednom bádene, t. j. zúžil sa a predĺžil (obr. 8). Prerušilo sa dovtedajšie spojenie cez úzky záliv v podvihorlatskej oblasti so severnou časťou zakarpatského vnútorného prehybu. Ďalšie poklesávanie panónskeho masívu sa odzrkadlilo v transgresii strednobádenského mora do severných častí Maďarska a južnej časti zakarpatského vnútorného prehybu na miestach, kde sa stredný báden pozvoľne vyvíjal zo spodného a v dôsledku synsedimentárnych zlo-



Obr. 7. Rozšírenie spodného bádenu
Fig. 7. Extent of Lower Badenian sediments



Obr. 8. Rozšírenie stredného bádenu
Fig. 8. Extent of Middle Badenian sediments

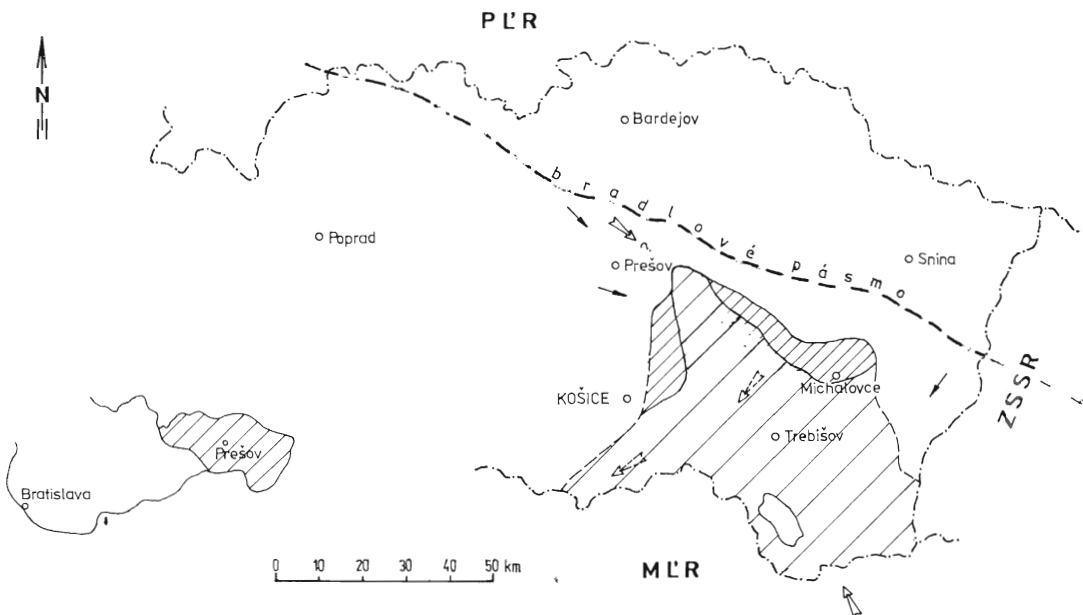
mov sa sedimentačný priestor prehlboval. Spojenie s morom predpokladáme aj naďalej ešte od SZ. Obdobie je charakteristické podstatným útlmom sopečnej činnosti.

Kulminácia štajerských pohybov sa vo východoslovenskom neogéne začala prejavovať vo vrchnom bádene, keď v orientácii neogénneho sedimentačného priestoru (obr. 9) nastali najväčšie premeny. Toto obdobie zahŕňa R. Rudinec (1977) do druhého vývojového cyklu východoslovenského neogénu. J. Čverčko (1977) od vrchného bádenu, ktorý začleňuje do III. štruktúrnej etáže, počítal so vznikom vlastnej východoslovenskej panvy v jej dnešnej podobe. Toto obdobie v spodnej časti reprezentuje bolivino-buliminová a vo vrchnej rotaliová zóna (klčovské súvrstvie). Zdá sa, že v spodnej časti ešte doznievalo spojenie sedimentačného priestoru s morom na SZ, aj keď mohlo v zárodkoch existovať spojenie už aj od J. Vrchná časť tohto súvrst-

via — klčovská fácia — ukazuje, že sa začali dvíhať flyšové Karpaty na S, a tým sa definitívne prerušilo spojenie s morom od SZ. To sa odzrkadlilo v ďalšom vývoji neogénnej molasy. Hlavným zdrojom materiálu do nadložných bazénov sa už stali flyšové súvrstvia zo S.

Spodná pelitická časť vrchného bádenu — bolivino-buliminová zóna zaberá hlavne Východoslovenskú nížinu. Jej západný okraj je v priestore Slanských vrchov. V tomto období bol ešte zaplavený aj zemplínsky ostrov a začal sa postupne vynárať až vo vrchnej rotaliovej zóne (klčovské súvrstvie). Klčovské súvrstvie má v severnej časti bazénu podstatne väčšie rozšírenie na Z a JZ. V Košickej kotline klčovské súvrstvie postupne transgredovalo na stredný a spodný báden. karpat a paleozoikum (Čverčko et al., 1968).

Zintenzívnenie tektonických pohybov v širšom okolí malo za následok zvýraznenie hlbokého dosahu niektorých tekto-



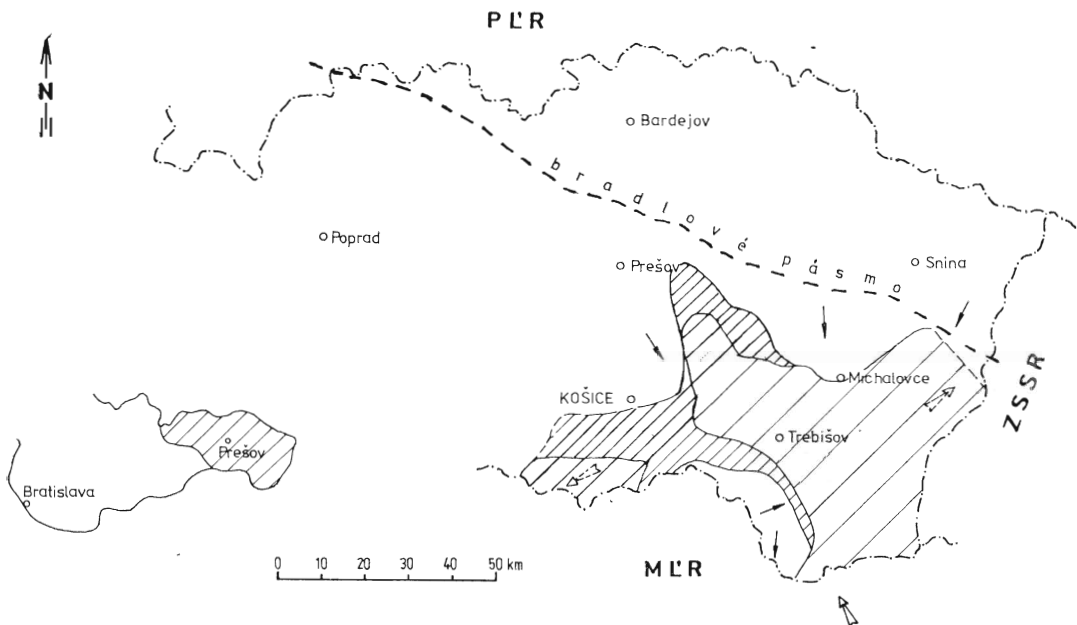
Obr. 9. Rozšírenie vrchného bádenu
 Fig. 9. Extent of Upper Badenian sediments

nických línií asi až do vrchného plášťa. Dokladom toho je obnovenie vulkanickej činnosti a v juhozápadnej časti panvy prvé prejavy intermediárneho vulkanizmu (pyroxenické andezity a ich pyroklastiká). Celé toto obdobie sprevádzali aj prejavy kyslého vulkanizmu, a to ako v južnej, tak aj v severnej časti vrchnobádenského bazénu. Intenzívne tektonické procesy položili základ zložitej kryhovej stavbe územia, ktorá sa v sarmate postupne vyvíjala do dnešnej podoby. Do tohto obdobia možno klásť aj začiatok štruktúrneho prejavu bradlového pásma, ktoré sa deformovalo a tektonicky rozsegmentovalo najmladšou tektonikou v sarmate a spodnom panóne. Na toto sčasti upozornil B. Leško — O. Samuel (1968, s. 140).

Doznievanie štajerských horotvorných procesov späté s vrásovými pohybmi vo flyšových Karpatoch bolo hlavným činiteľom, ktorý ovplyvňoval sarmatský sedimentačný bazén rozširujúci sa na J do

MLR a na JV do zakarpatského vnútorného prehybu (obr. 10). Oproti vrchnému bádenu sa sarmatský bazén čiastočne redukoval na S a rozšíril sa hlavne na SV (podvihorlatská oblasť) a na JZ (Košická kotlina). Spojenie s morom bolo výlučne od J, takže znos materiálu sa uplatňoval hlavne od S a iba sčasti od Z a zemplínskeho ostrova. Naopak, postupujúca transgresia na SV zaplavila sobranecký ostrov.

Intenzívnu subsidenciu v sarmatskom období kontrolovala poklesová tektonika v pozdĺžnom aj v priečnom smere. Preorientovanie sa tektonických línií a intenzívne pohyby po nich už od vrchného bádenu kulminovali v spodnom a strednom sarmate. Vo vyššom sarmate možno pozorovať ich postupné doznievanie a pri niektorých aj zánik intenzity. Výsledkom týchto pohybov bolo dotvorenie zložitej kryhovej stavby a iba ojedinile náznaky vrásových štruktúr vznikajúcich v dôsledku silných tangenciálnych tlakov v cen-



Obr. 10. Rozšírenie sarmatu
Fig. 10. Extent of Sarmatian sediments

trálnych častiach panvy. Isté náznaky vrásových štruktúr možno pozorovať aj v soľonostných súvrstviach.

Postupné vyzdvihovanie severnejších flyšových Karpát spôsobilo na východnom Slovensku ďalšie zmenšovanie neogénneho sedimentačného priestoru v panóne a ponte. Z toho obdobia sa tu vo väčšom rozsahu zachovali sladkovodné jazerné sedimenty v juhovýchodnej časti panvy a menší relikť na J Košickej kotline (obr. 11). Bazén bol plytký, s maximálnou subsidenciou v juhovýchodnej časti, kde hrúbka sedimentov dosahuje okolo 1000 m, čo je výsledok doznievajúcich syngeneticky pôsobiacich zlomov.

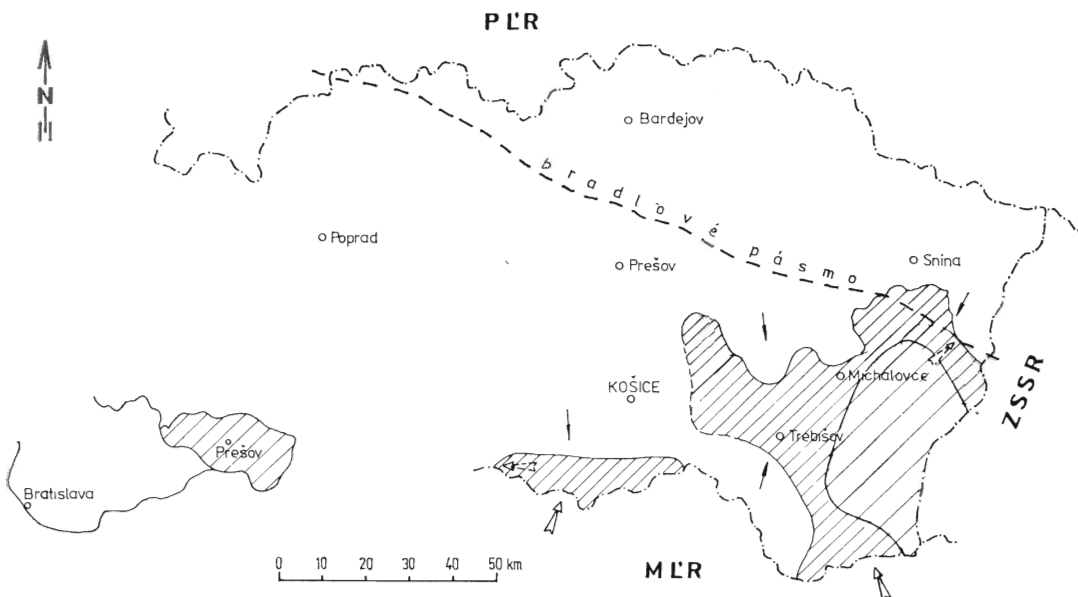
Panónsko-pontský bazén na našom území predstavoval vlastne iba severné výbežky veľkého panónskeho bazénu s mohutnou subsidenciou na území M.L.R. Charakteristickou črtou tohto obdobia je ukončenie neogénneho subsekventného vulkanizmu (najskôr kyslé pyroklastiká a na-

pokon mohutné výlevy intermediárnej lávy; Vihorlat, Slanské vrchy...).

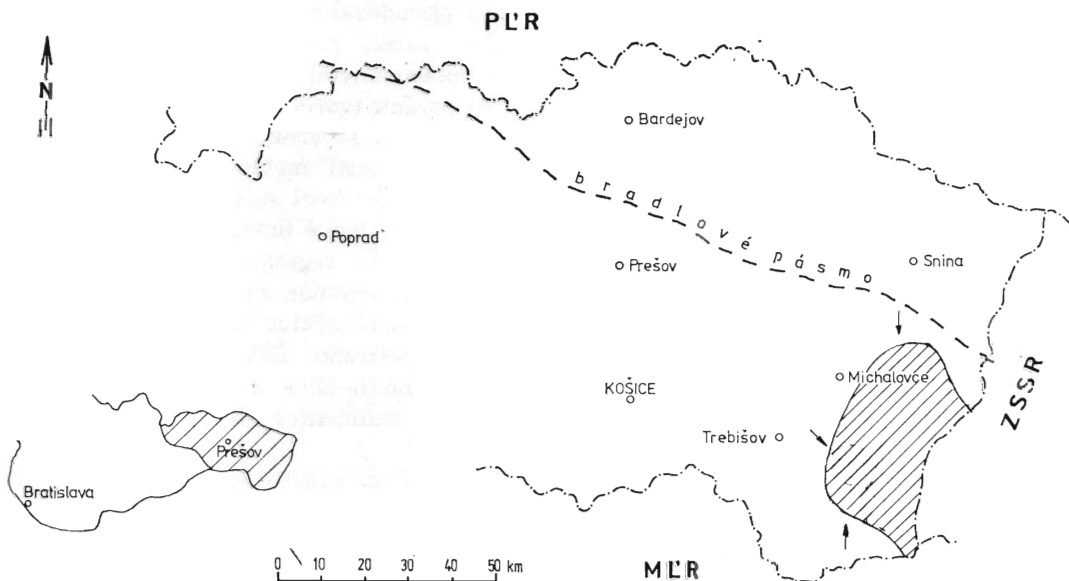
Zánik neogénnej sedimentácie na východnom Slovensku predstavuje plytké sladkovodné pliocénne vysychajúce jazero v jej juhovýchodnej časti (obr. 12).

Litofácie ako odraz tektoniky

Dôvodov, prečo sú v sedimentačnom bazéne terciéru na jednom mieste uložené sedimenty rovnakého veku, ale iných litofaciálnych, biologických, resp. sedimentárno-petrografických vlastností, je viac, ale jedným z najhlavnejších faktorov takej výraznej diferenciacie boli tektonické procesy. Už len fakt, že jestvujú vyvýšeniny a depresie, je dokladom tektonickej priority pri vzniku sedimentov. Ich litofaciálna členitosť je dôsledkom zákonov granulometrickej diferenciacie. Procesmi sedimentácie sa zaoberal rad autorov. Ďalí odpoveď na otázku, prečo napr. distálne,



Obr. 11. Rozšírenie panónu a pontu
Fig. 11. Extent of Pannonian and Pontian sediments



Obr. 12. Rozšírenie pliocénu
Fig. 12. Extent of Pliocene sediments

resp. proximálne sedimenty majú v sedimentačnom bazéne svoje pevné miesto.

Na rozhraní kriedy a paleogénu sa vo flyšovom sedimentačnom priestore nahromadil hrubý litofaciálny horizont hrubozrnného pieskovca s častými vložkami mikrokonglomerátov. Tento výrazný horizont (= litostratigrafická jednotka) je vedúcim horizontom takmer vo všetkých flyšových karpatoch, aj keď pod odlišnými pomenovaniami (cisnianske pieskovce, pieskovce V. Bukovca, tvarožecké pieskovce, solánske pieskovce). Je výsledkom intenzívnej erozívno-transportačnej činnosti v miestach flyšovej depozície. Túto intenzívnejšiu erozívno-transportačnú činnosť mohli vyvolať len výrazné tektonické zmeny tak v oblasti znosu, ako aj akumulácie.

Druhým výrazným litofaciálnym horizontom, resp. horizontmi (litostratigrafickými jednotkami) sú strednoeocénne bazálne litofácie vnútornekarpatského paleogénu, ako aj malcovsko-menilitovej série.

Veľký stratigrafický hiat medzi vnútornekarpatským paleogénom a centrálnymi Karpatmi spôsobila tektonicky vyzdvihnutá oblasť, ktorá začala postupne klesať a posúvať sa smerom na S. Preto sa pôvodne presunutá os flyšovej sedimentačnej oblasti sťahovala od S na J. Transgresia paleogénneho mora postupovala od S na J a prínos materiálu do flyšového bazénu bol práve opačný.

Bazálny paleogén vo forme zlepenecov, brekcií a numulitových vápencov vystupuje nielen na styku (okrajoch) paleogénu s centrálnymi Karpatmi, ale aj vo vrtoch (Vlachy-1, Lipany-1, 2). Aj pod menilito-malcovskou sériou v styku s magurským flyšovým, ako aj bradlovým pásom sú zlepenecy, ktoré majú často sklzový charakter. Ich nadložné litofácie poukazujú na pokojnú sedimentáciu s prehlbujúcim sa miestom depozície.

Do plytkomorského egerského bazénu, ktorý vznikol na rozhraní chat — eger, bol

materiál transportovaný hlavne z J a JV. Zrná pieskovca sú poloopracované a ukazujú na relatívne malý transport z prevažne metamorfovaných a vyvretých hornín. Subsistencia pokračovala v bazéne pozdĺž zlomov poklesového charakteru a dosiahla maximálne 500 m (prešovská depresia).

Znos materiálu do naďalej sa prehlbujúceho a plošne sa rozširujúceho vyššieho egenburského bazénu bol generálne z J. V dôsledku syngenetických a do panvy zaklesávajúcich zlomov sa ukladal sivý íl, pieskovec a zlepenec v maximálnej mocnosti až 1000 m. Detritické polohy, najmä v spodnej časti súvrstvia, charakterizuje gradačné konvulútne a šikmé zvrstvenie. Objavujú sa tu veľmi tenké vrstvičky lignitu. Obliakový materiál tvorí hlavne kremeň a karbonáty. Na konci tohto obdobia sa začali prejavovať prvé príznaky vulkanickej činnosti — kyslé pyroklastiká.

V novoobjavenom karpatskom bazéne sa po otnanskom hiate postupne uplatnila transgresia od SZ na JV. Materiál do bazénu prichádzal najmä z J a JV. Na báze sú to klastiká, pieskovec a zlepenec s dobre opracovanými obliakmi. V západnej časti bazénu tvoria hlavný podiel obliakov karbonáty, v severnej, centrálnej a severovýchodnej časti metamorfované horniny. Vo východnej časti sú ekvivalentom detritickej fácie tmavé ílovce. Vyššie táto fácia prechádza do regionálne rozšírenej chemogénnej sedimentácie (soľ, anhydrit). Sedimentačný cyklus zavŕšil mohutné súvrstvie pestrého fialovohnedého ílovca, svedčiaceho o silne oxidačnom prostredí. Mocnosť sedimentov dosiahla maximálne 1700 m.

Naďalej sa zväčšujúci miocénny bazén v spodnom bádene bol litologicky reprezentovaný mohutným vulkanicko-detritickým komplexom hornín. Jemnozrnný svetlosivý vápnitý a vápenato-tufitický silne spevnený pieskovec sa strieda so

svetlozeleným a bielym ryolitovým tufom a tufitom. V pieskovech možno pozorovať hojný uhoľný pigment a v okrajových častiach prechádzajú do polymiktných zlepcov s prevahou obliakov kremeňa a karbonátov. Tufitické a piesčité partie sú oddelené tenkými vrstvami tmavého ílovca.

Opätovným oživením syngenetických okrajových zlomov sa v strednom bádene zintenzívnila subsidencia a bazén sa prehĺbil, čo sa odrazilo predovšetkým v pelitickom vývoji tmavých ílovcov. Piesčitejšie, menej výrazné polohy sa objavujú iba na báze v okrajových častiach. Zavŕšením tohto obdobia bola hlavne v severnej časti bazénu rozsiahla druhá soľná sedimentácia (soľ, anhydrit, sadrovec) a pieskovec. Znos materiálu do panvy bol zo Z a V.

Po ukončení evaporitovej sedimentácie stredného bádenu sa v spodnej časti vrchného bádenu (bolivino-buliminovej zóny) prehĺbil bazén a pokračovala hlbokomorská pokojná sedimentácia monotónnych tmavých ílov. Ojedinelé nevýrazné piesčitejšie polohy sa vyskytujú hlavne v juhozápadnej časti panvy, kde sa postupne začínal vynárať zemplínsky ostrov ako nová zdrojová oblasť, a to hlavne počas vrchného obdobia — rotaliovej zóny.

Podstatné sedimentačné zmeny, najmä v severnej časti panvy, sa odohrali vo vrchnej časti tohto obdobia (klčovské súvrstvie), keď do pokojného bazénu nastal veľký príval detritického — ílovitého materiálu. Klastiká prevládajú hlavne v spodnej časti. Litologicky ide o jemnozrnný až hrubozrnný vápnitý pieskovec až zlepec. Obliaky sú pomerne dobre opracované a prevažujú medzi nimi karbonáty (až 80 ‰). Smerom do nadložia sa objavujú obliaky kremeňa, metakvarcitu a kremenitého porfýru. V prevažne vápnitom tmele je v hojnej miere kyslá tufitická prímes. Približne na spojnici Michalovce — Sečovce sa rozprestierala delta rie-

ky, ktorá do intenzívne zaklesávajúceho bazénu prinášala ohromné masy materiálu od S a SV (mocnosť sedimentov vyše 2000 m).

Neogénna subsidencia na východnom Slovensku kulminovala vo vyššom sarmatskom bazéne, ktorý má širokú paletu hornín. V centrálnej časti panvy spodný sarmat litologicky reprezentuje sivý ílovec, ktorý okrajom do nadložia prechádza do piesčito-ílovitého vývoja. Hojný piesok a pieskovec a ich obliaky ukazujú na dobre opracovaný materiál s prevahou flyšových hornín — pieskovce, rohovce, lydity a siltovece. V plošnom smere majú najväčšie rozšírenie sedimenty stredného sarmatu, hlavne na SV do podvihorlatskej oblasti. Litologicky ide o pestrý a uhľonosný íl s vrstvičkami a stopami lignitu s hojným tufogénnym materiálom.

Smerom do vrchného sarmatu sa brackicko-polyhalinné prostredie naďalej vysladzovalo a postupne sa stávalo sladkovodným.

Vyzdvihnutie okrajov bazénu viedlo ku koncu sarmatského obdobia k postupnej redukcii bazénu, čo sa odzrkadlilo vo vzniku regresného cca 100 m mocného piesčitého komplexu jemnozrnného piesku, hlavne v juhovýchodnej časti bazénu (Veľké Kapušany — Kráľovský Chlmec).

Celý pomerne búrlivý vývoj sarmatu sa odzrkadlil v pestrej palete sedimentov s bohatým zastúpením sopečných produktov, a to intermediárnych aj kyslých. V južnej časti bazénu je známy mohutný submarinný vulkanizmus (zemplínsko-behrovský vulkanický masív, Slávik, 1972).

Menej významné, ale kontinuálne vyzdvihnutie flyšových Karpát sa v panóne a ponte prejavilo pestrým faciálnym vývojom sedimentov v mocnosti 1600 m. V panve je to hlavne pestrý, uhoľný a tufitický íl so stopami lignitu prechádzajúci v okrajových častiach do piesku a pieskovca. V podvihorlatskej oblasti sú prítomné

granátické ryolitové tufy. V južnej časti Košickej kotliny je to hlavne pestrý a uhoľný íl. Do nadložia táto fácia prechádza do piesčito-ílovitej a s relatívne bohatšou uhoľnou sedimentáciou (hnojníansko-sejkovské uhoľné súvrstvie). V tomto období sa v sedimentoch objavili nepravidelné lávové prúdy a pyroklastiká intermediárnej a kyslej lávy.

Súvrstvie pliocénu reprezentujú v severnej časti hlavne pozdišovské vrstvy bez andezitových obliakov, ktoré smerom na J prechádzajú do piesčito-ílovitej fácie. Lokálne sa v nich vyskytujú zložky lignitu (iňáčovská uhoľná fácia).

Útlmom tektonickej aktivity sa neogénna sedimentácia na východnom Slovensku v sladkovodnom pliocénnom jazere ukončila fáciou pestrého málo piesčitého ílu.

Recenzoval O. Samuel

LITERATÚRA

- Čverčko, J. 1976: Tektonogenéza Košickej kotliny s ohľadom na charakter a vývoj hornádskeho zlomového systému. [Kandidátske minimum.] *Manuskript — MND Michalovce*, 62 s.
- Čverčko, J. 1977: Zlomky vo východoslovenskej neogénnej oblasti a jej tektonický vývoj. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — MND Michalovce*, 143 s.
- Čverčko, J. — Ďurica, D. — Rudinec, R. 1968: Príspevek k hranici torton — sarmat vo východoslovenskej neogénnej pánvi. *Zpr. geol. výzk. Ústř. úst. geol.*, s. 252—256.
- Ďurica, D. 1976: Geológia potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava*, 157 s.

- Koráb, T. — Nemčok, J. — Ďurkovič, T. — Marschalko, R. 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 13, s. 257—274.
- Leško, B. — Samuel, O. 1968: Geológia východoslovenského flyša. *Bratislava, VSAV*, 242 s.
- Nemčok, J. 1978: Deformácia flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložja. *Záp. Karpaty, sér. geol.* 3, s. 35—58.
- Nemčok, J. — Koráb, T. — Ďurkovič, T. 1963: Lithological investigation of conglomerates of Magura flysch in east Slovakia. *Geol. práce, Spr.* 44—45 (*Bratislava*).
- Nemčok, J. — Rudinec, R. 1979: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. In: *Tektonické profily Západných Karpat. Bratislava, GÚDŠ*, s. 65—78.
- Rudinec, R. — Čverčko, J. 1974: Vysvetlivky k súboru štruktúrno-paleogeografických máp východoslovenského neogénu. *Manuskript — MND Michalovce*, 113 s.
- Rudinec, R. 1977: Paleogeografický, litofaciálny a tektonický vývoj neogénu na východnom Slovensku a jeho vzťah k vulkanizmu a hlbinej tektonike. *Manuskript — MND Michalovce*, 17 s.
- Rudinec, R. — Slávik, J. 1973: Fázy vrásnenia a paleogeografický vývoj neogénu východného Slovenska. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60, s. 225—236.
- Rudinec, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. *Mineralia slov.*, 12, s. 507—531.
- Rudinec, R. — Tomek, Č. — Jiříček, J. 1981: Sedimentary and Structural Evolution of the Transcarpathian Depression. *Earth evolution sciences (Wiesbaden)*, 1, No 3—4, pp. 205—211.
- Senes, J. 1961: Paleogeografia des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozen. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 60.
- Slávik, J. 1972: Pochované vulkanické pohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 58, s. 45—56.

Tectonic pulsation of the East Slovakian Cenozoic and its relation to the Pieniny Klippen Belt

JÁN NEMČOK — RUDOLF RUDINEC

The Carpathian Flysch Belt eastwards from the High Tatra Mts. and the East Slo-

vakian Neogene Basin easternly from the Hornád fault system underwent, during their

Cenozoic development, distinct tectonic changes. A dynamic and kinematic approach to the sedimentary features, vector elements, shoreline changes and shiftings of sedimentation basin axes together with the degree of deformation are the basis for the reconstruction of more and less intense tectonic intervals during their Cenozoic development.

Beginning from the Upper Cretaceous time, the sedimentation of flysch beds occurred in their own sedimentary basin filled up by clastics derived from cordillera sources.

The block-and-nappe structure of the Central Carpathians continues not only underneath the sediments of the Central Carpathian Paleogene and East Slovakian Neogene but, probably, even below the outer flysch belt. The disappeared single block units and/or a whole system of such blocks created, in the past, an area yielding material into the flysch and even Neogene sediments.

A very marked tectonic period is represented by the foundation of the sedimentation area of Neogene beds. This period is characterized by such activity of blocks when the subsiding tendency in part of these blocks led to the creation of sedimentation area over them with own sedimentation.

The time interval between the Mesozoic and Paleogene is recorded in the sedimentation area of flysch by shifting of distal flysch sediments (Lupkov beds of Upper Cretaceous age) from northeast to southwest in the basin. A sudden change, not only in the lithofacial content but also in vectors of paleotransports of the carried material (fig. 2), points to tectonic influence in the source area and even in the deposition site. This interval of time coincides with the Laramian phase of folding. Hence, the Cisna sandstone (Veľký Bukovec area) may be considered to reflect the Laramian tectonic processes.

The Lower Paleogene time (Paleocene to Lower Eocene) was characteristic, up to the Middle Eocene, by quiet flysch sedimentation without considerable tectonic impulses. The detritic material has been yielded from southernly source area and became graded from the SE to the NE (fig. 2). More pronounced tectonic changes in the flysch basin may be registered from the Middle Eocene onwards. Clastic material for sediments has been then still derived from the southern cordillera with

a difference as, during the Oligocene, it was distributed by currents trending from north-east to southwest in the central part of the flysch basin. Most probably, a certain areal degradation and reduction of the Paleogene flysch basin occurred by the end of Oligocene time. Flysch areas of Eastern Slovakia remained further interconnected, via the foredeep, with that of later Neogene sedimentation areas. Late movements of the Pyrenean phase of folding caused partial emersion of the "Zemplín block unit" the Upper Paleogene flysch sequences including.

In fact, this time during the Oligocene — Lower Miocene turn (Chatian — Egerian) represented the onset of embryonal Egerian sedimentary basin (fig. 4).

Due to the beginning Helvetian orogenic movements, this Lower Miocene basin subsided and broadened during the Eggenburgian eastwards into the Trans-Carpathian area and, partly, even to the southeast (fig. 5). By the end of this time-interval, Savian movements led again to the rise of the Pannonian Massif. This led to the marine regression and to the disappearance of the former Lower Miocene basin. The whole Ottnangian is marked by a stratigraphical gap in the area.

A new transgression has been reflected by older Styrian movements during the Karpatian time (fig. 6). The axis of the sedimentary basin shifted, during this period, more to the SW. Further revival of tectonic movements has been caused by Styrian orogenic movements in the Lower Badenian time (fig. 7). Intensive tectonic movements resulted in considerable volcanic activity of regional extent producing acidic eruptives (rhyolite and pyroclastics).

Under the influence of ongoing Styrian orogenic movements, the Miocene sedimentary area became further modified during the Middle Badenian when the basin elongated and narrowed (fig. 8). This time is characterized by considerable weakening of the volcanic activity. The beginning of the culmination of Styrian movements appeared in the Upper Badenian. This time is marked by the most revolutionary changes in the orientation of the sedimentation area (fig. 9). The Kolčov lithofacies points to the beginning rise of the flysch Carpathians in the north. Their rise led to the definite disconnection with marine areas in the northwest. Flysch complexes in the north became the main

source of material yields into the younger basins.

More intensive tectonic movements affecting the wider surrounding resulted in the increase of depth-ranges of several tectonic lines attaining, probably, the Upper Mantle. This is proved by the revival of volcanic activity and by first occurrences of intermediate volcanics in the southwestern part of the basin (pyroxens andesite and pyroclastics). Acidic volcanites are evenly common during the whole period both in the southern and northern part of the Upper Badenian basin. Intensive tectonic movements resulted in the creation of a complicated block structure in the area which, gradually from the Sarmatian time, evolved to its recent shape. Also the beginning of the structural manifestation of the Pieniny Klippen Belt may be placed into this period.

Later, the Klippen Belt has been tectonically accomplished and segmented during the Sarmatian and Lower Pannonian.

Gradual rise of the northern flysch Carpathians resulted in further decrease of the Neogene sedimentation extent during the Pannonian and Pontian. The Pannonian — Pontian basin in Eastern Slovakia represented only the marginal portions of the huge Pannonian basin with considerable subsidence in today Hungarian territory. Characteristic feature of this time-interval is the cease of the Neogene subsequent volcanism in the area.

The extinction of the Neogene sedimentation in East Slovakia is marked by, sweet-water and drying out in its southeastern part, Pliocene lake.

Preložil I. Varga

RECENZIA

R. Ďuďa — D. Slivka: Minerály Slovenska. Zv. 1. 1. vyd. Bratislava, PRESSFOTO 1982. 14 s. úvod. textu, 116 fareb. fot. so sprievodným textom. Účelový materiál pre Učebné pomôcky, n. p., Banská Bystrica

Slovensko je už z histórie známe bohatstvom minerálov a ich pomerne dobrou preskúmanosťou. O mineráloch Slovenska je množstvo príspevkov, štúdií či iných ložiskových publikácií, ale ich ucelenejší prehľad doteraz chýbal.

Recenzovaná obrázková publikácia je prvou časťou dvojdielnej práce o mineráloch Slovenska s obrazovými a faktografickými údajmi. V stručnom úvode sa okrem vývoja mineralógie a všeobecných údajov prehľadne a inštruktívne opisujú morfológické, fyzikálne, optické a chemické vlastnosti minerálov, ich vznik v prírode a rozdelenie podľa upravenej mineralogickej klasifikácie A. G. Betechtina. V systematickej časti sú vydaným obrazovým materiálom opísané a zdokumentované prvky, sírniky, a sírne soli, kyslíčníky, hydroxidy a uhličitany. Minerály sa preberajú v triedach a skupinách a v ich rámci sú usporiadané podľa abecedy. Výber sa sústreďil iba na minerály vyskytujúce sa na Slovensku. Pri každom mineráli je stručná charakteristika jeho vlastností dôležitých na identifikáciu, opis vzniku, odrody, použitie,

výskyt a uvádzajú sa pri ňom aj podobné minerály. Popri podrobne opísaných náleziskách na Slovensku sa spomínajú aj významné lokality v českých krajoch a vo svete. Autori sa vyrovnali s množstvom údajov a zhromaždili aj veľa nových a novoopísaných minerálov, pričom odkazujú aj na zdroje vlastnej informácie. Málo známe a zriedkavé minerály dokumentujú minerálnu pestrosť. Tým publikácia presahuje svoje pôvodné zameranie ako učebná pomôcka pre žiakov a je vhodná aj pre široký okruh odborníkov (minerológov, geológov, muzeológov), ale aj ostatných záujemcov o lepšie poznanie minerálov vyskytujúcich sa na Slovensku.

Z pripomienok možno uviesť iba drobné nedôslednosti v terminológii, ako aj tlačové chyby v texte, lenže tie celkovú úroveň tohto dobrého a užitočného diela neznižujú.

Recenzovaná publikácia je cenná aj estetickou hodnotou a dôstojne reprezentuje pestrý a pozoruhodný svet nerastov Slovenska. Iste poteší, ale aj podnieti nový záujem o krásu a hodnoty minerálov, ako aj o ich ochranu a uchovanie pre nasledujúce generácie. Svojím významom pre výučbu, teóriu aj prax, ako aj bohatstvom údajov si zaslúži naozajstné uznanie. Pretože je publikácia už rozobraná, treba dúfať, že sa čoskoro objaví v druhom vydaní, aby sa dopyt po takomto užitočnom diele uspokojil.

Ján Huraj

Chryzotilový azbest z telies serpentinitov pri Jasove a Brezničke

JÁN DERCO*, ŠTEFAN RICHTER**

* Geologický prieskum, n. p., stredisko ATNS, Jesenského 8/b, 040 01 Košice

** Rudný projekt, PIO, n. p., Festivalové nám. 1, 040 01 Košice

(5 obr. a 7 tab. v texte)

Doručené 24. 2. 1983

Хризотилевый азбест серпентинитовых тел в районе Ясова и Брезнички

Хризотилевый азбест, который находится в лизардитово-хризотилевом серпентините в районе Ясова представляет поперечно-волокнистый тип с длиной волокон 1,8 до 4,5 мм. Состоит из хризотила (70 %), антигорита (10 %), корунда (9 %), кальцита (5 %) и окислов железа (? %). Волокна покрыты аморфно опаловидным материалом, что способствует его хрупкость и полосчатость. Годен для производства изоляционных материалов и серпентинового порошка.

Хризотилевый азбест, который находится в антигоритово-метаултрамафитовых телах в районе Брезничка, представлен продольными волокнами длиной 30—40 мм. Состоит из хризотила + антигорита (38—65 %), доломита (25 %), магнезита (25 %), корунда (1—1,5 %) и окислов железа (? %). Хризотил подвержен сильной деструкции кристаллической решетки. Было определено наличие аморфной опаловидной и карбонатной примеси в хризотилоантигорите. Годен для использования в строительстве в несложных условиях.

Chrysotile asbestos from serpentinite bodies near Jasov and Brezníčka (SE Slovakia)

Chrysotile asbestos occurring in the body of lizardite-chrysotile serpentinite body near Jasov represents cross-fibrous type with 1.8 to 4.5 mm fibre length. It consists of chrysotile (80 %), antigorite (10 %), corundum (9 %), calcite (5 %) and iron oxides (?). Fibres are coated by amorphous, opal-like, mass causing their brittleness and fragility. The raw is suitable for the production of insulants and serpentine powder.

Chrysotile asbestos from antigorite metaultrabasic country rock from Brezníčka represents longitudinal-fibrous type with 30 to 40 mm fibre length. It is composed of chrysotile and antigorite (38—65 %), dolomite (25 %), magnesite (25 %), corundum (1—1.5 %) and iron oxides. Chrysotile reveals strong destruction of crystal lattice due to opal and carbonate present in the chrysotile-antigorite mass. The raw is suitable for use in building industry for unassuming purposes.

Problematikou ultramafických telies Západných Karpát sa zaoberali viacerí autori (Kamenický, 1951, 1957; Cambel, 1952; Kantor, 1956; Němec, 1958; Hovorka, 1965, 1967). Serpentinové minerály charakterizovali iba mikroskopicky. Opísali najmä vláknité a lupenité serpentíny, veľkolupeňité modifikácie antigoritu, resp. až amorfné serpentíny. Metódou DTA sa detailne skúmal antigorit z Dobšinej (Kouřimský — Šatava, 1954).

V Západných Karpatoch vystupujú ultramafické telesá v niekoľkých geologických jednotkách. Odlišná geologická stavba a pozícia sa odrážajú v rozličnom stupni serpentinizácie a metamorfnej rekryštalizácie ultramafických hornín. Túto problematiku a otázky minerálneho zloženia ultramafických hornín mezozoika gemerika a ultramafických hornín v predmezozoických metamorfovaných komplexoch detailne spracoval D. Hovorka (1978, 1980, 1983).

V roku 1979—1980 sa na pracovisku aplikovanej technológie nerastných surovín vykonal výskum zameraný na fyzikálno-chemické vlastnosti chryzotilového azbestu zo serpentinitového telesa pri Jasove a Brezničke. Výsledky poslúžili na posúdenie možností jeho využitia, na spracovanie návrhov na technológiu úpravy a sú zhrnuté v tomto príspevku.

Lokalizácia vzoriek a ich charakteristika

Na výskum sa použila jedna technologická vzorka z oblasti Jasova a dve vzorky z oblasti Brezničky.

Vzorka z Jasova, označená ako JAS-1, je priečne vláknitým azbestovým agregátom v zelenosivom až čiernom lizarditovo-chryzotilovom serpentinitu mezozoika gemerika. Bola odobratá zásekom v štolni č. 3 z úseku 4—6 m, Banský potok, juhozápadná stena, 5 m na SZ od polygónu č. 1.

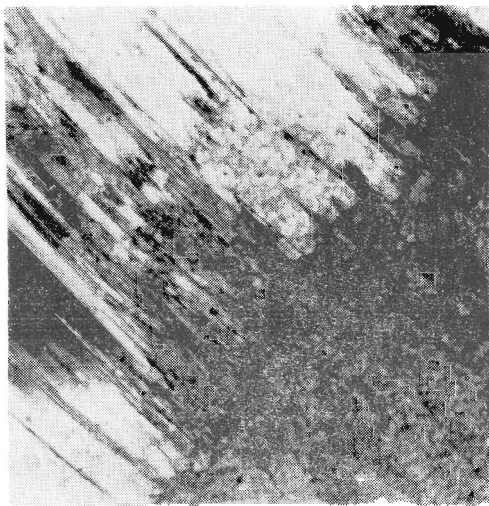
Vzorky označené ako KA-1 a KA-3 sú pozdĺžne vláknitým azbestovým agregátom v antigorickom metaultramafite predmezozoického metamorfovaného komplexu. Vzorka KA-1 bola odobratá zásekom z chodby

č. 3, z úseku 160—162 m. Vzorka KA-3 pochádza z chodby č. 3, úseku 112—114 m. Aj ona sa odobrala zásekom. Predstavujú oblasť Brezničku.

Makroskopický a mikroskopický opis vzoriek

Vzorku JAS-1 tvorí priečne vláknitý azbestový agregát bledo zelenej farby s hodvábnym leskom. Dĺžka vlákien sa pohybuje od 1,8 do 4,5 mm, ojedinele je aj väčšia. Na výplni žiliek sa popri chryzotilovom azbeste zúčastňuje aj kalcit a pomer ich vzájomného zastúpenia je okolo 8:1. Vlákná azbestu sú deformované ohybmi a priesekami. Priesečky vyplňa kalcit a oxidy železa.

Štúdiom výbrusov sme zistili, že sa na zložení zúčastňuje chryzotil, antigorit, kalcit a limonit. Chryzotil a antigorit sú v kalcite (obr. 1). Miestami sa vyskytujú úlomky kryštaloidného serpentinitu vtlačené do priesekov azbestových agregátov.



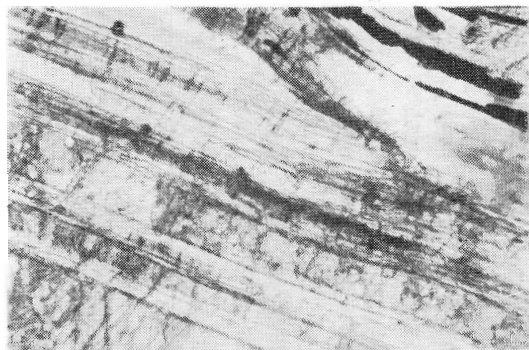
Obr. 1. Chryzotil a antigorit v kalcitovej hmote. Skríž. nik., zvčš. 65×, vzorka JAS-1, lok. Jasov.

Fig. 1. Chrysotile and antigorite in calcite mass. Crossed nicols, magn. $\times 65$, sample JAS-1, Jasov

Vzorku KA-1 tvoria pozdĺžne vláknité azbestové agregáty bledozelenej farby popraskané karbonátmi. Styk azbestového agregátu s okolitou horninou je nerovný a ostrý. Dĺžka vlákien chryzotilového azbestu sa pohybuje okolo 40 mm. Rozborom výbrusov sme zistili, že azbestové agregáty tvorí chryzotil, antigorit a dolomit, ktorý ich zatláča (obr. 2). Azbestové agregáty lokálne znečisťuje magnetit. Ojedinele sa vyskytujú útržky azbestového agregátu v dolomite majúce laminárne usmernenie.

Vzorku KA-3 tvorí pozdĺžne vláknitý azbestový agregát bledozelenej farby v karbonátovej hmote. Styk azbestového agregátu s okolitou horninou je nerovný a pripomína brekciovitú textúru. Dĺžka vlákien sa pohybuje v rozmedzí 30–40 mm.

Rozborom výbrusu sme zistili, že azbestový agregát tvorí chryzotil, antigorit, dolomit, magnezit a korund. Serpentinové minerály sú v dolomite, ktorý ich zatláča, čím sa vytvárajú pseudomorfózy dolomitu po chryzotile. Magnezit tvorí žilky v dolomite, korund ojedinelé roztrúsené zrnká. Miestami sú pozorovateľné útržky serpentínovej horniny.



Obr. 2. Chryzotil a antigorit v dolomitovej hmote. Skriž. nik., zväčš. 136 $\times$, vzorka KA-1, lok. Breznička

Fig. 2. Chrysotile and antigorite in dolomite mass. Crossed nicols, magn. $\times 136$, sample KA-1, Breznička

Identifikácia a charakteristika minerálov

Chryzotil

Je hlavným minerálom skúmaných vzoriek. Vo výbruse je bezfarebný, má pozitívny charakter zóny a priame zhášanie. Jeho prítomnosť vo vzorkách potvrdila rtg difrakčná analýza (tab. 1, 2, 3).

Reflexy $d = 0,254$ a $0,244$ nm difrakčného záznamu základných a upravených vzoriek podľa V. I. Michejeva (1957) poukazujú na chryzotil. V zmysle G. Browna (1965) uvedené reflexy určujú polytyp chryzotilu s uhlom $\beta = 93^{\circ}20'$ — klino-chryzotil.

Chemické vlastnosti azbestových agregátov sa skúmali rozpúšťaním vzoriek v HCl (25 %nej) a lúhovaním v KOH (25 %). Pri štúdiu chemických vlastností azbestového agregátu z lokality Jasov sa zistilo, že rozpúšťaním v HCl počas 24 hodín nastáva strata na hmotnosti (28,6 %). Možno to vysvetliť rozrušením brucitovej vrstvy chryzotilu a prechodom MgO do roztoku. Prepočtom hmotnostnej straty na chryzotil sme zistili, že zodpovedá 67 % uvedeného minerálu.

Rtg difrakčná analýza potvrdila deformáciu štruktúrnej mriežky (tab. 1, 4). Po lúhovaní vzorky azbestového agregátu v KOH sa štruktúrna mriežka nenarušila. Rtg difrakčná analýza poukázala na zvýraznenie základných reflexov chryzotilu. Toto zistenie možno vysvetliť rozpustením amorfnej opálovej hmoty, ktorá prírodne obaľovala chryzotil (tab. 4). Pri štúdiu chemických vlastností vzoriek azbestového agregátu z Brezničky sme zistili, že po ich lúhovaní v HCl počas 24 hodín nastala 50 % strata na hmotnosti. Rtg difrakčnou analýzou nerozpustných zvyškov sa zistilo, že sa v chryzotile zmenila a porušila orientácia v štruktúre. Prejavilo sa to znížením intenzity základných reflexov a reflex $d = 0,72$ nm nadobudol difúzny charakter

Rtg difrakčná analýza vzorky JAS-1 (lok. Jasov)
X-ray diffraction data of the JAS-1 sample (Jasov locality)

Tab. 1

P. č.	Namerané hodnoty (v nm)						Tabuľkové hodnoty (v nm)							
	základná vzorka		vzorka lúho- vaná v KOH (25 %-ný)		vzorka roz- púšťaná v HCl (25 %-ná)		vzorka rozp. v 1 N HCl (1 hod. — 95 °C)		Chryzotil (+ antigorit)		kalcit		korund	
	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
1.	0,731	10	0,731	10	0,719	6	0,725	1	0,735	10	—		—	
2.	0,443	1	0,443	1	—		—		0,461	6	—		—	
3.	0,364	6	0,364	6	0,361	3	0,364	1	0,366	10	—		—	
4.	0,346	1	—		0,346	2	0,345	1	—		—		0,348	60
5.	0,303	2	0,302	3	—		—		—		0,303	100	—	
6.	0,231	1	—		—		—		0,285	2	—		—	
7.	0,254	1	0,255	1	0,252	2	0,253	2	0,254	1	—		0,255	85
8.	0,244	1	0,246	1	—		—		0,245	7	—		—	
9.	0,208	2	0,208	2	0,208	3	0,208	3	0,209	4	—		0,208	100
10.	—		0,191	1	—		—		0,197	1	—		—	
11.	0,173	1	0,173	1	0,173	1	0,173	1	0,174	4	—		0,174	45
12.	0,160	1	0,160	1	0,160	2	0,160	2	—		—		0,160	85
13.	0,153	2	0,153	2	—		—		0,153	7	—		—	

P. č.	Tabuľkové hodnoty (v nm)						Namerané hodnoty (v nm)							
	základná vzorka		vzorka lúho- vaná v KOH (25%-ný)		vzorka roz- púšťaná v HCl (25 %-ná)		vzorka rozp. v 1 N HCl (1 hod. — 95 °C)		Chryzotil (+ antigorit)		dolomit		korund	
	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I
1.	0,719	7	0,725	5	0,719	4	0,697	2	0,736	10	—		—	
2.	0,439	1	0,450	1	0,450	1	—		0,458	8	—		—	
3.	0,360	5	0,361	3	0,363	3	0,354	2	0,366	8	—		—	
4.	—		—		0,347	2	—		—		—		0,348	60
5.	—		0,302*	1	—		—		—		—		—	
6.	0,287	10	0,288	7	—		—		—		0,288	100	—	
7.	0,252	2	0,252	2	0,253	2	—		0,254	6	0,254	8	0,255	85
8.	0,247	1	0,245	1	0,244	1	0,249	1	0,250	6	—		—	
9.	0,216	3	0,218	2	—		—		—		0,219	30	—	
10.	0,208	1	0,208	1	0,208	2	0,207	1	0,209	4	—		0,208	100
11.	0,173	2	—		0,173	1	—		—		—		0,174	45
12.	—		0,160	1	0,160	2	—		—		—		0,160	85
13.	0,154	2	0,153	1	0,153	1	—		0,153	8	—		—	

Rtg difrakčná analýza vzorky KA-3 (lok. Breznička)
X-ray diffraction data of the KA-3 sample (Breznička locality)

Tab. 3

Namerané hodnoty (v nm)									Tabuľkové hodnoty (v nm)							
P. č.	základná vzorka	vzorka lúho- vaná v KOH (25% ₀ -ný)		vzorka roz- púšťaná v HCl (25 % ₀ -ná)		vzorka rozp. v 1 N HCl (1 hod. — 95 °C)		Chryzotil (+ antigorit)		dolomit		magnezit		korund		
	d	1	d	1	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	I	
1.	0,712	5	0,712d	5	0,725	5	0,712	3	0,736	10	—		—			
2.	0,452	1	—		0,457	1	—		0,456	6	—		—			
3.	0,364	4	0,363	2	0,363	4	0,359	2	0,366	10	—		—			
4.	—		0,302*	1	—		—		—		—		—			
5.	0,288	10	0,288	7	—		—		—		0,288	10	—			
6.	0,274	7	0,273	3	0,273	1	—		—		—		0,274	10	—	
7.	0,265	1	0,265	1	0,258	1	—		0,266	2	0,268	2	—			
8.	0,251	1	0,252	2	0,251	2	0,250	1	0,254	6	0,254	1	—		0,255 85	
9.	0,246	1	—		0,245	2	—		0,245	8	—		—			
10.	0,219	4	0,218	2	—		—		—		0,219	3	—			
11.	0,208	4	0,208	1	0,208	1	—		0,209	6	—		—		0,208 100	
12.	0,180	4	0,180	2	—		—		—		0,180	2	—			
13.	0,178	4	0,178	2	—		—		—		0,178	3	—			
14.	—		0,173	1	—		—		—		—		—		0,174 45	
15.	0,169	3	0,169	1	—		—		—		—		0,170	3	—	
16.	0,153	2	0,153	1	0,153	1	—		0,153	8	—		—		—	

0,302 = kalcit

Pomerové koeficienty K^ základných reflexov chryzotilu po chemickej úprave porovnané so základnou vzorkou*
Ratio coefficients K^ of basic reflections of chrysotile after chemical treatment in comparison with the original sample*

Tab. 4

Označenie vzorky	Druh vzorky	Pomerový koeficient K^*		
		reflex (002)	reflex (004)	K^{**}
JAS-1	základná vzorka	11,3	9,0	20,3
	lúhovaná v KOH (25 ‰)	15,8	12,0	27,8
	rozpúšťaná v HCl (25 ‰)	6,4	4,1	10,5
KA-1	základná vzorka	14,7	11,0	25,7
	lúhovaná v KOH (25 ‰)	2,4	7,4	9,8
	rozpúšťaná v HCl (25 ‰)	4,6	4,0	8,6
KA-3	základná vzorka	14,7	11,0	25,7
	lúhovaná v KOH (25 ‰)	1,8	6,4	8,2
	rozpúšťaná v HCl (25 ‰)	3,4	8,7	12,1

$$K^* = \frac{\text{výška reflexu}}{\text{šírka reflexu}} \quad K^{**} = \text{súčet reflexov}$$

(tab. 2, 3). Po lúhovaní vzoriek v KOH sa iba zvyrazňujú reflexy karbonátových minerálov (tab. 2, 3, 4). Pri chryzotile sa mení orientácia a naruša mriežka. Deformáciu mriežky chryzotilu pravdepodobne spôsobuje prítomnosť amorfnej fázy v medzivrstvovom priestore, ktorá sa pôsobením KOH rozpúšťa.

Termické vlastnosti vzoriek azbestových agregátov sa sledovali pomocou DTA-VTA a kalcináciou od 150° do 950 °C v intervaloch po 100 °C. Produkty sa sledovali pomocou rtg difrakčnej a chemickej analýzy.

Chryzotil zo serpentinitového telesa na lokalite Jasov sa na DTA krivke vyznačuje endotermou s vrcholom pri 690 °C, zodpovedajúcou strate medzivrstvovej vody, a exotermou s vrcholom pri 805 °C, zodpovedajúcou kryštalizácií forsteritu. Pri kalcinácii tejto vzorky do 950 °C sa pri teplote 650 °C kryštálová mriežka chryzotilu rozpadla, čo sa prejavilo aj na výsledkoch

chemickej analýzy (tab. 5). Obdobnými termickými vlastnosťami sa vyznačuje chryzotilový azbest z lokality Breznička.

Po kalcinácii vzoriek zo sledovaných lokalít sa zistila opätovná adsorpcia hydroscopickej a tzv. zeolitovej vody až do teploty 750—770 °C (tab. 5). Pri tejto teplote nastáva úplný rozpad mriežky serpentínových minerálov a začína sa kryštalizácia forsteritu. Toto zistenie pravdepodobne vysvetľuje a určuje hranicu readsorpcie vody.

Elektrónovým mikroskopickým výskumom sme na obidvoch lokalitách zistili vláknitú stavbu chryzotilu (obr. 3). Hrúbka monovláknna azbestu Jasov je okolo 60 nm a z Kalinova okolo 120 nm.

Chemické zloženie základných vzoriek azbestového agregátu je v tab. 6. Vo vzorke JAS-1 sa komponenty MgO, SiO₂ a H₂O⁺ viažu na serpentínové minerály. Al₂O₃ sa viaže na korund a CaO na kalcit. Vo vzorkách KA-1 a KA-3 sa CaO a časť

*Ciastkové chemické zloženie po jednotlivých stupňoch kalcinácie agregátu
chryzotilového azbestu re-adsorpcie H₂O a vypočítané zastúpenie
serpentinových minerálov*

*Partial chemical composition of chrysotile asbestos aggregate after single stages
of calcination, water readsorption and the calculated proportions of serpentine
minerals*

Tab. 5

Označenie vzorky		Ciastkové chem. zloženie (hmotn. ‰)					Zastúpenie serpentinových minerálov (v hmot. ‰)
		SiO ₂	MgO	H ₂ O 150 °C	H ₂ O 350 °C	strata žih.	
JAS-1	zákl. vzorka	35,05	33,05	1,24	1,50	12,57	80
	kalc. 150 °C	34,56	33,09	0,70	2,01	12,48	80
	250 °C	35,17	32,72	0,64	1,81	12,80	80
	350 °C	36,38	32,44	1,08	0,88	12,94	80
	450 °C	35,22	32,84	0,32	1,34	12,49	80
	550 °C	35,52	32,52	0,40	1,18	12,36	80
	650 °C	38,86	37,08	1,34	1,19	3,66	14
	750 °C	39,59	36,83	0,48	1,08	2,45	4
	850 °C	40,92	37,66	0,20	0,32	1,18	0
	950 °C	40,72	37,62	0,10	0,24	0,24	0
zmes vzoriek KA-1 + KA-3 (1 : 1)	zákl. vzorka	21,06	37,12	0,88	3,45	25,66	49
	kalc. 150 °C	21,09	35,56	0,93	2,10	26,14	49
	350 °C	21,08	35,65	0,75	3,17	24,80	49
	450 °C	20,88	37,45	1,00	2,54	26,23	49
	550 °C	21,59	37,73	2,62	2,95	23,23	49
	650 °C	23,40	39,53	3,97	3,12	15,92	16
	750 °C	24,81	44,58	3,78	3,43	10,45	0
	950 °C	28,35	48,48	1,30	1,29	4,23	0

Poznámka: Odchýlky chemického zloženia vzoriek žíhaných do 550 °C po readsorpcii vody od zloženia základnej vzorky vychodia z toho, že išlo o samostatné kvarty vzorky pre každú jednotlivú teplotu žihania

MgO viaže na karbonáty. SiO₂ a časť MgO sa viažu na serpentínové minerály. Al₂O₃ sa viaže na korund a Fe₂O₃ na magnetit. Prvky v stopových koncentráciách zistené spektrálnou analýzou (Ni, Co a Cr) sa podľa elektrónovej mikroanalýzy viažu na mikrotrhliny azbestového agregátu. Z takto aplikovaného chemického rozboru v kombinácii z DTA-VTA sa stanovilo semikvantitatívne zastúpenie minerálov vo vzorkách azbestových agregátov (tab. 7).

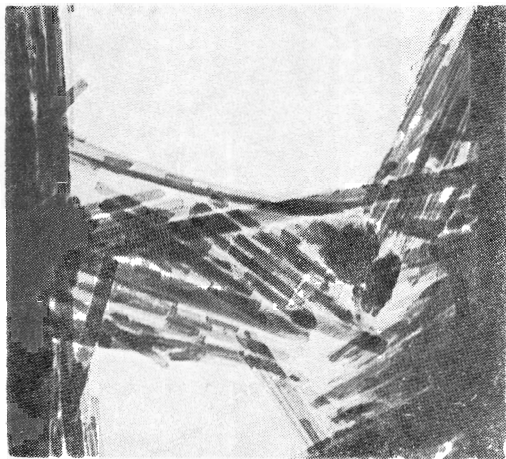
Ako vyplýva z tabuľky, vzorka JAS-1 obsahuje okolo 80 ‰, vzorka KA-1 okolo

64—65 ‰ a vzorka KA-3 okolo 38—39 ‰ serpentínových minerálov.

Antigorit

Zistili sme ho vo vzorkách azbestu pochádzajúceho z obidvoch lokalít metódou B. S. Nagya — G. T. Fausta (1956) podľa rozdielnej rozpustnosti serpentínových minerálov v HCl. Vo vzorke JAS-1 sa jeho prítomnosť potvrdila aj DTA-VTA analýzou na základe endotermie s vrcholom pri 760 °C spojeney s hmotnostným úbytkom.

Vo vzorkách KA-1 a KA-3 sa rtg difrakčnou analýzou nerozpustných podielov zistil na základe reflexu pri $d = 0,249$, resp. $0,250$ nm, charakteristického pre šupinatý minerál — antigorit (Brown, 1965).



Obr. 3. Elektronogram chryzotilu. Suspenzia v uhlíkovej blane, zväčš. $110\,200\times$, vzorka JAS-1, lok. Jasov
Fig. 3. Electrogram of chrysotile. Suspension in carbon membrane, magn. $\times 110\,200$ sample JAS-1, Jasov

Rozpúšťaním metódou opísanou B. S. Nagyom — G. T. Faustom (1956) sme na základe hmotnostného úbytku zistili, že vzorka JAS-1 obsahuje 8—10 % a vzorka KA-1 a KA-3 10—15 % antigoritu. Vo vzorke JAS-1 takéto zastúpenie potvrdila aj DTA-VTA analýza. Vzorky KA-1 a KA-3 obsahujú karbonáty, preto sa obsah antigoritu pomocou DTA-VTA nedá stanoviť (obr. 4).

Karbonátové minerály

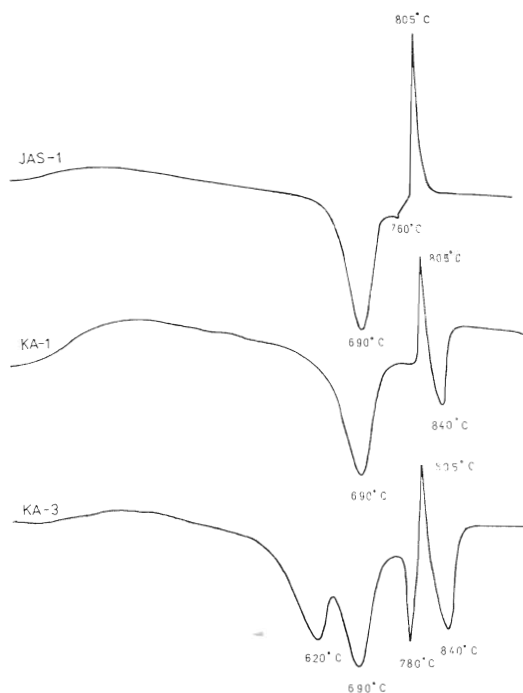
Vo vzorke JAS-1 sme zistili kalcit. Na styku s okolitou horninou vystupuje v jemnozrnnej forme a na styku s azbestovým agregátom ako mikrozrnný. Jednoznačne ho potvrdila rtg difrakčná analýza na základe reflexu $d = 0,303$ nm a na základe selektívneho rozpúšťania v zriedenej HCl. Jeho zastúpenie vypočítané z chemickej analýzy je 5 % hmotn.

Vo vzorke KA-1 je dolomit, vytvárajúci dlažbovú štruktúru a vo vzorke KA-3 magnezit pripomínajúci monokryštalický

Chemické zloženie vzoriek JAS-1, KA-1 a KA-3
Chemical composition of samples JAS-1, KA-1 and KA-3

Tab. 6

Zložka	Chemické zloženie (v hmotn. %)		
	37,10	KA-1	KA-3
SiO ₂	9,47	25,30	15,56
Al ₂ O ₃	2,52	1,51	0,93
Fe ₂ O ₃	—	5,56	2,75
FeO	0,05	0,35	0,14
MnO	33,11	0,13	0,27
MgO	3,20	33,07	34,25
CaO	0,01	7,80	8,00
Na ₂ O	0,04	0,01	stopy
K ₂ O	JAS-1	0,05	stopy
pod 0,01 %	—	Cr, Cu, Co V, Bi, Zn, Pb, Ga, Ti, Zr	Cu, Co, V Bi, Sb, B, Ba, P, Sn, Ge



charakter. Distribúciu kalcitu sa nám nepodarilo bližšie lokalizovať. Karbonátové minerály sa jednoznačne dokázali pomocou rtg difrakčnej analýzy na základe reflexu $d = 0,288$ nm pri dolomite, $d = 0,274$ nm pri magnezite a $d = 0,303$ nm pri kalcite. Toto zistenie sa potvrdilo aj selektívnym rozpúšťaním v zriedenej HCl. Zastúpenie dolomitu v KA-1 je 25 a v KA-3 26–27 %. Obsah magnezitu v tejto vzorke vypočítaný z chemickej analýzy je 23–25 %. Kalcit tu vystupuje len ako akcesorický minerál.

Obr. 4. DTA krivky separovaných azbestových agregátov skúmaných vzoriek (JAS-1, KA-1, KA-3)
Fig. 4. DTA curves of cleaned asbestos aggregates of investigated samples JAS-1, KA-1, KA-3

Semikvantitatívne zastúpenie minerálov vo vzorkách azbestu JAS-1, KA-1 a KA-3 a ich základné fyzikálno-mechanické vlastnosti

Semiquantitative proportions of minerals in asbestos samples and their basic physico-chemical properties

Tab. 7

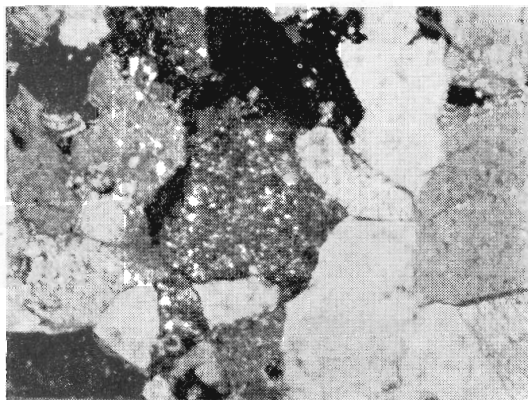
Minerál	Vypočítané zastúpenie minerálov (v hmot. %)					
	JAS-1		KA-1		KA-3	
	z chemickej analýzy	DTA-VTA	z chemickej analýzy	DTA-VTA	z chemickej analýzy	z hod. nôt DTA-VTA
chryzotil	79	70	64	65	38	39
antigorit	—	10	—	—	—	—
dolomit	—	—	25	25	26	27
magnezit	—	—	—	—	25	23
kalcit	5	6	1	1	1	1
korund	9	—	1	—	1	—
oxidy Fe	2	—	5	—	2	—
pevnosť v ťahu (MPa · 10 ³)	4,350		0,037— 0,106		0,01— 0,166	
Youngov modul pružnosti (MPa · 10 ³)	15,352		36,520—614,13		145,22—1 302,5	

Korund

Vo vzorke JAS-1 sme ho identifikovali opticky vo výbruse, ako aj rtg difrakčnou analýzou, vo vzorkách z lokality Kalinovo (KA-1, KA-3) iba rtg difrakčnou analýzou. Na jeho prítomnosť poukazuje reflex $d = 0,348; 0,208; 0,173; 0,160$ nm.

Vo výbruse vzorky JAS-1 vytvára alotriomorfne zrnká roztrúsené v karbonáte (obr. 5). Výpočtom z hodnôt Al_2O_3 chemickej analýzy je jeho obsah cca 9 %.

Vo vzorkách KA-1 a KA-3 je na základe chemickej analýzy jeho obsah iba cca 1–1,5 %.



Obr. 5. Alotriomorfne zrná korundu v kalците. Skríž. nik., zväčš. 76 $\times$, vzorka JAS-1, lok. Jasov

Fig. 5. Allotriomorphous corundum grains in calcite. Crossed nicols, magn. $\times 76$, sample JAS-1, Jasov

Oxidy a hydratované oxidy Fe

Ako vedľajšie až akcesorické minerály sa na obidvoch lokalitách opticky stanovil magnetit a limonit. Magnetit vystupuje ako opakový minerál v trhlínach azbestového agregátu. Limonit tvorí povlak na azbestových agregátoch. Podľa hodnôt

chemickej analýzy ich obsah vo vzorke JAS-1 odhadujeme na cca 2,5 %, vo vzorkách KA-1 2,7 % a KA-3 na cca 5,5 %.

Hodnotenie výsledkov

Z mineralogických rozborov a fyzikálno-chemických vlastností azbestových agregátov vyplynulo, že sa chryzotilové azbesty zo sledovaných lokalít navzájom odlišujú a sú prakticky samostatnými technologickými typmi.

Chryzotilový azbest z lokality Jasov je priečne vláknitým druhom azbestu. Dĺžka vlákna sa pohybuje v rozmedzí 1,8–4,5 mm. Rozpúšťa sa v zriedenej HCl. Nerozpúšťa sa v KOH. Vlákna sčasti obaľuje amorfná opálovitá hmota. Termicky je stály do teploty 550 °C. Na základe pevnosti v ťahu a Youngovho modulu pružnosti patrí medzi krehké azbesty. Azbestový agregát je situovaný v kalcite.

Chryzotilový azbest z lokality Breznička je pozdĺžne vláknitým druhom azbestu. Dĺžka vlákna sa pohybuje v rozmedzí 30–40 mm. Lahko sa rozpúšťa v zriedenej HCl. Lúhovaním v KOH sa štruktúra chryzotilu porušuje a chryzotil sa čiastočne rozpúšťa. Termicky je stály do teploty 550 °C. Kalcinované azbestové agregáty adsorbujú hydrofobickú a tzv. zeolitovú vodu až do teploty 750 °C. V značnej miere sa vyskytujú pseudomorfózy dolomitu po chryzotile. Na základe pevnosti v ťahu a Youngovho modulu pružnosti patrí medzi veľmi krehké azbesty. Azbestový agregát je situovaný v dolomite, príp. magnezite.

Podľa zistených technologických a chemických údajov, ako je dĺžka vlákna, pevnosť v ťahu, chemická odolnosť, termická stabilita a technologický typ, možno konštatovať, že chryzotilový azbest z lokality Jasov vyhovuje iba na výrobu izolačných materiálov triedy V a VI v stavebníctve, ako aj na výrobu serpentínovej múčky

triedy 650 a 750. Chryzotilový azbest z lokality Breznička sa dá využiť v stavebníctve iba na málo náročné účely.

Recenzoval D. Hovorka

LITERATÚRA

- Brown, G. 1965: Rentgenometričeskije metody izučeniya i struktura glinistych mineralov. Moskva, Izd. MIR, s. 111—163.
- Cambel, B. 1951: Ultrabázická hornina od Sedlíc a hadce najbližšieho okolia. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 2, s. 91—105.
- Hovorka, D. 1965: Ultrabasische Gesteine der Westkarpaten in der Slowakei. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 16, S. 129—143.
- Hovorka, D. 1967: Genetic types and stratigraphy of ultrabasic rocks in the West Carpathians. *Carp.-Balcan Geol. Assoc., VIIIth Congr., Repts — Petrography and Metallogenesis*. Beograd, pp. 85—89.
- Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpinotype ultramafic rocks. *Nauka o Země, sér. Geol.*, 12. 148 p.
- Hovorka, D. — Dubíková, K. — Gerthofferová, H. — Samajová, E. — Turan, J. 1980: Serpentine-group minerals of the Western Carpathians ultra-

- mafics. I. Bodies of the Gemeride Mesozoic. *Mineralia slov.*, 12, pp. 481—505.
- Hovorka, D. — Dubíková, K. — Gerthofferová, H. — Samajová, E. — Turan, J. 1983: Serpentine-group minerals of the West Carpathian ultramafics. II. Bodies in Pre-Mesozoic metamorphosed complexes. *Mineralia slov.*, 15, pp. 23—47.
- Kamenický, J. 1951: O hadci pri Dankovej. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 2, s. 5—20.
- Kamenický, J. 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 45, s. 3—71.
- Kantor, J. 1956: Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 6, s. 3—34.
- Kouřimský, J. — Šatava, V. 1954: A contribution to the question of the determination of minerals of serpentine group. *Sbor. Nár. muz. v Praze, ř. B*, 4, pp. 1—19.
- Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva, 870 s.
- Nagy, B. — Faust, G. T. 1958: Serpentinities: natural mixtures of chrysotile and antigorite. *Amer. Mineralogist*, 41, pp. 817—838.
- Némec, F. 1958: Příspěvek ke slovenským hadcům. *Sbor. Vys. šk. pedagog. v Olomouci, přír. vědy*, 5.

Chrysotile asbestos from serpentinite bodies near Jasov and Breznička (SE Slovakia)

JÁN DERCO — ŠTEFAN RICHTER

The sample of chrysotile asbestos from the Jasov locality, designed as JAS-1, represents cross-fibrous asbestos aggregate occurring in a lizardite-chrysotile serpentinite body within Mesozoic complexes of the Gemic unit. Samples KA-1 and KA-3 represent longitudinal-fibrous asbestos aggregate sampled in antigorite metaultrabasic body of a pre-Mesozoic metamorphosed unit near Breznička.

Macroscopic and microscopic description of samples

The JAS-1 sample consists of pale-green asbestos aggregate with silky lustre. Fibres are disturbed by flexures and fissures.

Chrysotile and antigorite are enclosed by calcite.

The KA-1 and KA-3 samples are composed of pale-green asbestos aggregate. The contact with the mother rock is uneven and the aggregate reminds a breccia-like appearance. Replacement of chrysotile by dolomite has been ascertained in thin section the latter creating pseudomorphoses after chrysotile.

Identification and characteristics of minerals

Chrysotile

Chrysotile represents the main mineral of investigated samples. It was proved in X-ray

diffraction records (tab. 1, 2 and 3). Reflections with $d = 0.254$ and 0.244 nm point to clinochrysotile polytype (Brown 1965).

Dissolution of asbestos aggregate from Jasov in hydrochloric acid resulted in its decomposition and in the deformation of its lattice what has been proved also by X-ray diffraction data (tabs. 1 and 4). Leaching in potash lye did not cause disturbances in the structural lattice. To the contrary, subsequent X-ray diffraction analysis yield more pronounced basic reflections of chrysotile and gave evidence on the dissolution of opal from chrysotile aggregate (tab. 4).

Dissolution of asbestos aggregate in the sample from Brezníčka in hydrochloric acid resulted in the disturbance of its crystal lattice. The process is proved by the change of intensities of basic reflections when the $d = 0.72$ nm reflex acquired diffusive character (tabs. 2, 3) explainable by the leaching of carbonates occurring in interlayer spaces of the chrysotile lattice. The lye-dipping of chrysotile leads also to the destruction of its lattice and resulted in the diffusivity and lower intensity of the $d = 0.72$ nm basic index together with the disturbancy of the $d = 0.36$ nm one. This feature points, with the highest probability, to the amorphous character of the carbonate mass in the lattice spaces of chrysotile.

Thermic properties of asbestos aggregates have been investigated using DTA and GTA analyses as well as by calcination in the 150 – 950 °C temperature range within 100 °C intervals. Products have been controlled by X-ray diffraction data and chemical analyses. Chrysotile from both localities reveals the same properties. It is characterized by endothermic peak at 690 °C and by exothermic one at 805 °C the latter corresponding to forsterite crystallization. A repeated absorption of hygroscopic and zeolite water content to chrysotile has been stated up to the 750 – 770 °C temperature range (tab. 5). In this interval, the crystal lattice of chrysotile and even antigorite break down completely and the crystallization of forsterite sets in.

Calculations based on chemical analyses in combination with results of DTA and GTA allowed a semiquantitative assessment of mineral composition (tab. 7). Accordingly, the JAS-I sample contains 80 % of chrysotile and antigorite, whereas 64 – 65 % of chrysotile is contained in the KA-1 sample and about 33 – 39 % in the KA-3 one.

Antigorite

Antigorite was found in samples from both localities using the Nagy — Faust's (1956) method based on different solubility in hydrochloric acid. According to the weight loss, the content of antigorite is 8 – 10 % in the JAS-1 sample and about 10 – 15 % in the KA-1 and KA-3 samples.

Carbonate minerals

Carbonates have been identified using optical data, X-ray diffraction and DTA/GTA. The amount of calcite is 5 % in the JAS-1 sample. Dolomite is present in amounts of 25 % in the KA-1 sample, whereas the KA-3 sample contains 26 – 27 % of dolomite and 25 % of magnesite.

Corundum

The identification of this mineral was made by X-ray diffraction from samples of both localities. The corundum content in sample from Jasov is 8 – 9 % in that from Brezníčka only 1 – 1.5 %.

Evaluation of results

Mineralogical analyses allowed to classify each sample as a distinct technological type.

The chrysotile asbestos from Jasov represents cross-fibrous type. Single fibres in the aggregate are coated by amorphous opal that results in its lower strength and allows to classify this type as brittle asbestos.

The chrysotile asbestos of the Brezníčka locality represents longitudinal-fibrous asbestos type and reveals considerable destruction of the crystal lattice owing to the replacement by carbonates and due to the presence of amorphous opal in the interlayer spaces of its crystal lattice. Both admixtures result in considerable decrease of its tensile strength and allow to classify it as very brittle asbestos.

The results obtained point to the possibility of use the asbestos from Jasov locality for the production of insulants, class V and VI, in construction industry as well as for the production of serpentine powder, class 650 and 750. The raw from Brezníčka is suitable only for use in building industry for unassuming purposes.

Preložil I. Varga

RECENZIA

Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej czeskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Wydawnictwa geologiczne, Warszawa 1982. 24 str., 24 tabulí.

Polská produkce geologických publikací je v celém světě dobře známa častým vydáváním geologických atlasů, z nichž zejména soubory paleogeografických map dosáhly značného věhlasu. Do této ediční politiky spadá i nové významné mapové dílo, věnované krystalinickému fundamentu východoevropské platformy v severovýchodním Polsku, které vyšlo pod vědeckou redakcí S. Kubickiho a W. Ryky. Soubor vydaných map je reprezentativním příspěvkem polské geologie k Mezinárodnímu programu geologických korelací (UNESCO, IUGS) a závažným metodickým příspěvkem k výzkumu zakrytých oblastí a hlubších částí zemské kůry.

Atlas 24 geologických, geofyzikálních a dalších speciálních map je sestaven podle dlouholetého vrtného průzkumu zakryté části platformy, zahájeného v r. 1954, přičemž bylo do r. 1980 provedeno přes 200 vrtů, dosahujících hloubek až přes 5000 m.

Po úvodní mapě výskytů prekambria v Evropě (1 : 14 mil.), následuje několik map podrobnějších měřítek, které jsou těžištěm díla. Jsou to zejména dvě mapy v měřítku 1 : 500 000 — litologická mapa krystalinického fundamentu a strukturně tektonická mapa fundamentu. Na této mapě je znázorněn isohypsami též povrch reliéfu fundamentu. Již to, že v základní geologické mapě rozlišuje legenda 44 typů hornin, ukazuje na podrobnost zpracování. Doplněk k těmto mapám představují další tři listy s geologickými mapami některých detailněji prozkoumaných oblastí v měřítku 1 : 200 000 až 1 : 100 000 s geologickými řezy. Jde o pozoruhodné a ložiskově perspektivní úseky fundamentu, bazickou intruzi Suwalki, alkalický intruzivní komplex Elk a střední část podlanského metamorfního komplexu.

Další součást atlasu tvoří soubor map v měřítku 1 : 2 mil. Geofyzikální data jsou prezentována v mapě hloubky povrchu Moho (s interpretovaným profilem HSS VII), mapě povrchu konsolidovaného podloží, magnetické mapě (zahrnuje celé Polsko), mapě tepelného toku a mapě teplot na povrchu krystalinika.

Dále je do díla zařazena mapa strukturně tektonických jednotek, litostratigrafických jednotek, geochronologická mapa (s daty získanými metodou K/Ar), mapa termometrická, udávající podmínky teploty metamorfózy krystalinických komplexů, mapa magmatických hornin, mapa metamorfní, mapa regenerace v gothském orogenu, dvě mapy chemického složení hornin, mapa metalogentická, mapa kůry zvětrávání a mapa bazálních hornin sedimentárního pokryvu krystalinického fundamentu. Interpretační mapa satelitních snímků s vyznačením hlavních fotolineamentů a kruhových struktur a vymezením bloků s odlišnou fotogeologickou strukturou uzavírá mapovou část díla. V stručné recenzi není možno podrobněji hodnotit jednotlivé mapy, i když některé z nich by zasloužily hlubší rozbor. Pochopitelně není stavba fundamentu vyjádřena všude se stejnou přesností, nejlépe jsou zpracovány části platformy ležící v menších hloubkách, zatímco informace o nejhlubší části fundamentu podél Teisseyrovy-Tornquistovy linie, kde fundament je pohroužen do hloubek až 6—7 tisíc metrů (místy i přes 9000 m) jsou podstatně schematictější a převážně interpretačního rázu. Též některé mapy, kde je shrnuto poměrně málo objektivních informací (např. termometrická, chemického složení), nelze považovat za naprosto nezbytné — účelnější by byla prezentace tíhových měření v některé zjednodušené nebo odvozené formě, která by umožnila publikaci.

Vysvětlující text s obsáhlým anglickým a ruským resumé, které plně dostačuje pro podrobné studium map i geologického rozčlenění fundamentu, je doprovázen řadou tabulek a přehledem strukturně faciálního a litostratigrafického rozdělení krystalinika a řadou dalších faktických informací (obsahy různých prvků, zastoupení jednotlivých typů hornin v krystaliniku, průměrné složení krystalinika i jeho jednotlivých komplexů apod.).

Geologický atlas krystalinika zakryté polské části východoevropské platformy je významné dílo, které obohacuje světovou geologickou literaturu a nemělo by chybět v žádné geologické knihovně. Je nepostradatelný pro všechny, kdo se zabývají výzkumem hlubinné stavby, a vzorně reprezentuje polskou geologii na mezinárodních poli.

Indície keramického ílu v Rimavskej kotline

DIONÝZ VASS, MICHAL ELEČKO, MAGDA MARKOVÁ

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(16 obr. a 4 tab. v texte)

Doručené 18. 4. 1983

Индиции керамических глин в Римавской впадине

В результате геологической разведки Римавской впадины были в этом районе обнаружены керамические глины. (Деревни Чолтово, Држковце, Лицинце и Ождяны). Глины имеют переменное качество, но некоторые из них пригодны до примеси для производства керамических плит светлой окраски или красной окраски. Некоторые глины пригодны также для строительной керамики а также для острости примесей.

Indications of ceramic clay in the Rimava basin (Central Slovakia)

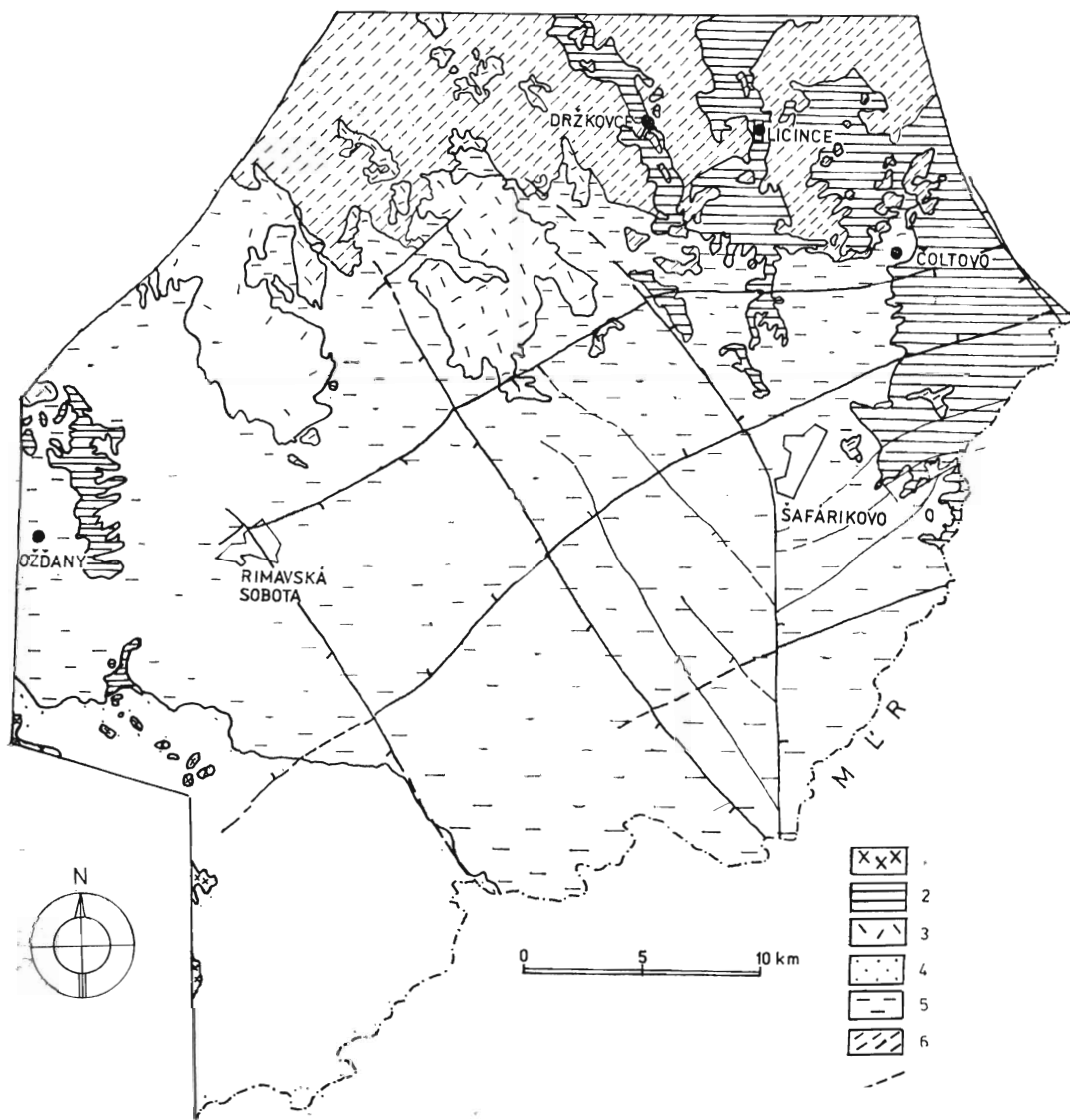
In the course of geological investigations, several occurrences of ceramic and stoneware clay have been found to occur in the Rimava basin. Clay deposits are in surroundings of Čoltovo, Držkovce, Licince and Oždany villages. The clay is of varying quality but some layers were found to represent suitable raw for ceramic tiles of bright colours, red tiles, stoneware materials or as grog admixture for the ceramic industry.

Hlavným nositeľom keramických surovín na Slovensku je poltárske súvrstvie (poltárska formácia)¹ v Lučenskej a Rimavskej kotline. Súvrstvie je pestré, vzniklo v kontinentálnych podmienkach a tvoria ho vrstvy piesku, štrku a ílu nerovnakej kvality a piesčitosti a s malým podielom kvalitného ílu. Napriek tomu íl vytvára menšie ložiskové akumulácie. Všetky doteraz známe, resp. ťažené ložiská sú v Lučenskej kotline.

Poltárske súvrstvie je vyvinuté aj v Rimavskej kotline. Je rozšírené hlavne v jej

severovýchodnej časti medzi Hubovom a Plešivcom a zálivmi vnika do Slovenského rudohoria (široké okolie Gemerskej Hôrky, medzi Licincami a Šiveticami, medzi Strelnicami — Držkovcami až po Kameňany a Rákoš), ako aj v západnej časti kotliny vo východnom okolí Sušian a Oždian a na JZ od Mojína (obr. 1).

¹ Podľa najnovších palinologických analýz E. Planderová predpokladá, že súvrstvie je pontského veku.



Obr. 1. Schematická geologická mapa Rimavskej kotliny znázorňujúca rozšírenie poltárskeho súvrstvia. 1 — filakovská bazaltová formácia: bazalty a vulkanoklastiká, pleistocén — rumán, 2 — poltárske súvrstvie: pestrý íl, piesok, štrk, pont, 3 — vulkanoklastiká, báden — sarmat, 4 — filakovské súvrstvie: rozpadavý pieskovec s lavicami, egenburg, 5 — lučenské súvrstvie: vápnitý siltovec a silt, podradný piesok a íl, eger, 6 — predterciérne horniny vcelku, 7 — významnejšie zlomy

Fig. 1. Schematic geological map of the Rimava basin showing the extent of the Paltár member. 1 — the Filakovo basalt formation and volcanoclastics, Pleistocene to Romanian, 2 — Paltár member, variegated clay, sand, gravel, Pontian, 3 — volcanoclastics, Badenian to Sarmatian, 4 — Filakovo formation, desintegrated sandstone with banks, Eggenburgian, 5 — Lučenec formation calcareous siltstone and silt, subordinated sand and clay, Egerian, 8 — Pre-Cenozoic rock undivided, 7 — main fault

Na báze ílu poltárskeho súvrstvia Rimavskej kotliny v minulosti vznikli hrnčiarске remeslá, ktoré v Licinciach, Šiveticiach, Držkovciach, Meliate a i. prežili dodnes.

Pri geologickom výskume v rokoch 1974—1980 na prípravu máp v mierke 1 : 25 000 a podkladov pre regionálnu geologickú mapu z Rimavskej kotliny v mierke 1 : 50 000 sa zistilo niekoľko pozoruhodných indícií keramických surovín.

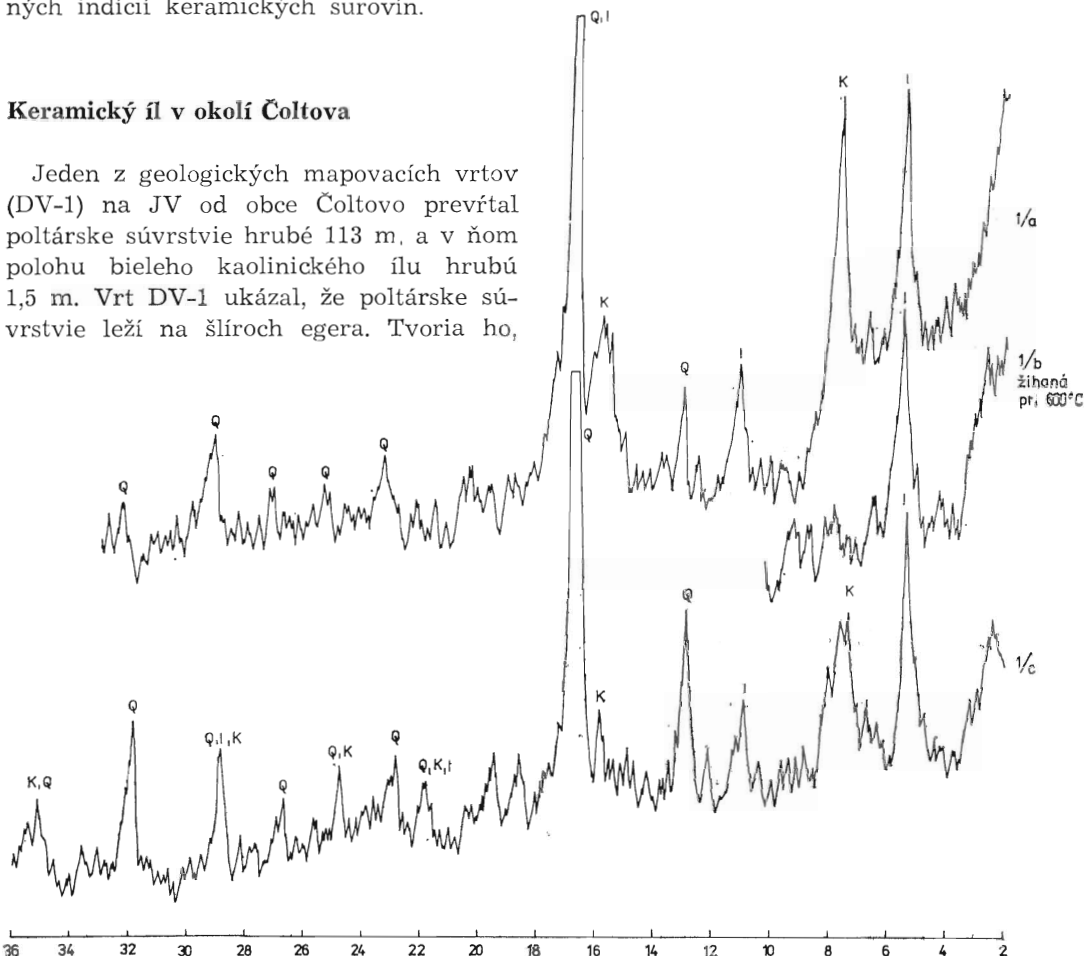
ako všade inde na južnom Slovensku, vrstvy štrku, piesku a ílu.

Íl v okolí Čoltova leží hlavne vo vrchnej časti poltárskeho súvrstvia. Je plastický a má pestré sfarbenie.

Okolie Čoltova tektonicky patrí do okrajovej kryhy Gemerská Ves — Čoltovo a zasahuje do východnej časti kalošskej po-

Keramický íl v okolí Čoltova

Jeden z geologických mapovacích vrtov (DV-1) na JV od obce Čoltovo prevrúť poltárske súvrstvie hrubé 113 m, a v ňom polohu bieleho kaolinického ílu hrubú 1,5 m. Vrt DV-1 ukázal, že poltárske súvrstvie leží na šliroch egera. Tvorí ho,



Obr. 2. RTG analýzy keramického ílu z okolia Čoltova. 1/a — vrt DV-1, hĺbka 9,10 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 1/b — vrt DV-1, hĺbka 9,10 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$, žihaná pri 600°C ; 1/c — vrt DV-1, hĺbka 9,10, frakcia $6\text{--}20\ \mu\text{m}$

Fig. 2. X-ray diffraction record of ceramic clay from Čoltovo vicinity. 1/a — DV-1 drill hole, 9.10 m depth, fraction under $2\ \mu\text{m}$, 1/b — the same sample annealed to 600°C , 1/c — the same sample, fraction $6\text{--}20\ \mu\text{m}$

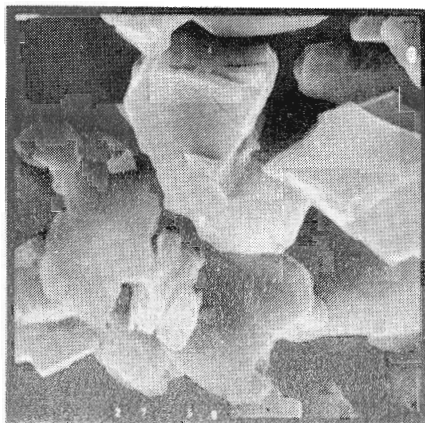
klesnutej kryhy (obidve štruktúrne jednotky patria do zlomového systému smeru SZ—JV). Okrem hlavných zlomov severovýchodného systému (zlom potoka Lapša a zlom potoka Sograd) predmetné územie člení ešte niekoľko menších zlomov.

Biely íl bol prevrtaný vrtom DV-1 v intervale od 8,30 do 9,80 m. Rtg analýzy (obr. 2) ukázali, že íl je z kaolinitu (obr. 3) s prímiesou kremeňa a illitu. Toto zloženie je charakteristické pre frakciu menšiu ako 2 mikróny, ktorá tvorí až 71 % horniny. Zvyšok pripadá na silt (25,5 %) a piesčitú prímies (3,4 %; Marková, 1974; Elečko — Vass, 1975).

Chemická analýza je v súlade s mineralogickými rozborami (tab. 1).

Zloženie ťažkých minerálov poukazuje na to, že materskou horninou bola kryštalická bridlica, príp. kyslé eruptíva.

Technologické analýzy vzorky (tab. 4) získanej poľením jadra ukázali, že vypaľovacia farba je sivobéžová ($t = 1150^\circ\text{C}$), resp. svetlosivá ($t = 1250^\circ\text{C}$) a vzhľadom na ostatné vlastnosti možno íl pokladať za



Obr. 3. Kaolinit bacilaritového typu vo frakcii 6—20 μm . Vrt DV-1, hĺbka 9,10 m. Zväčšenie 2000 $\times$

Fig. 3. Kaolinite of bacillarite type in the 6—20 μm fraction, DV-1 drill-hole, 9.10 m depth, magn. $\times 2,000$

Chemická analýza ílu z vrtu DV-1
hĺbka 8,3—9,8 m
Chemical analytical data of clay from the
DV-1 drill-hole, 8.3—9.8 m depth

Tab. 1

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO
64,35	20,93	1,44	0,14	0,48	0,05	0,961	28
K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ¹¹⁰	H ₂ O ⁹⁵⁰	Sum	CaCO ₃
2,76	0,26	0,36	st.	1,40	5,13	99,541	71

kvalitnú prímies do zmesí na výrobu keramických dlaždíc, slinutých a poloslinutých obkladačiek (technologické analýzy urobilo a zhodnotilo Vývojové pracovisko KZ Michalovce).

Makroskopicky podobný íl sa zistil aj vo výkope na V od Čoltova. Dá sa predpokladať, že väčšie akumulácie keramického ílu sú na SV a V od obce Čoltovo.

Keramický íl v okolí Držkoviec

V širokom okolí obce, ako aj v priestore medzi Držkovcami a Kameňanmi poltárska formácia leží na predterciálnom podloží. Hrúbka súvrstvia veľmi kolíše. Južne od Držkoviec na Z od potoka Východný Turiec je veľmi malá (okolo 2 m), na SZ od Držkoviec vo vrte EUP-4 dosahuje 103 m. Súvrstvie leží na predterciálnom podloží, zväčša na mezozoiku meliatskej skupiny a silicika. Medzi uloženinami, ktoré tvoria súvrstvie vo vrte EUP-4, prevláda pestrý (sivý, hnedý), často piesčitý až štrkovitý íl a hnedý piesok, ktoré sa nepravidelne striedajú. Bazálnu časť súvrstvia tvorí štrk. Pre íl je príznačné, že je svetlosfarbený vo vrchnej časti súvrstvia a hnedý v jeho spodnej časti.

Asociácia ťažkých minerálov poltárskeho súvrstvia vo vrte EUP-4 je prevažne z íl-

menitu, leukoxénu a charakteristickým minerálom je ďalej turmalín, zirkón, minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, anatas, rutil, glaukofán (Marková, 1977, Vass et al., 1977). Asociácia poukazuje na znosovú oblasť s významným zastúpením kyslých a bázických hornín. Štrk na báze tvoria prevažne obliaky hornín bezprostredného podložia (pestrá a hnedá ílová bridlica permu až triasu meliatskej skupiny). Obliaky rozptýlené v strednej časti súvrstvia obsahujú kremeň, kvarcit, kremitý porfýr a porfyroid. Vo vrchnej časti sú iba obliaky kremeňa a kremenca.

Okolie Držkoviec je porušené zlomami. Významný zlom prebieha údolím potoka Východný Turiec, pozdĺž ktorého východná kryha poklesla. Zlom mohol byť aktívny v pliocéne, pretože akumulácia pliocénnych sedimentov je oveľa väčšia na

východnej poklesnutej kryhe ako na vysokej západnej kryhe. Protiklonná porucha prebieha údolím nepomenovaného potoka tečúceho cez Držkovce (obr. 4).

Vo vrchnej časti poltárskeho súvrstvia na SZ od Držkoviec sa okrem iného zistil aj íl vhodný na keramickú výrobu. Je v hĺbke 4 až 19 m, t. j. mocnosť ložiska aj s jalovými polohami dosahuje 15 m. Ložisko tvorí íl pestrých farieb (žltohnedá, svetlohnedá až bielosivá, svetlohnedá, hnedá). Množstvo piesčitej až štrkovej prímesi je veľmi variabilné. Smerom do podložia kvalita ílu klesá (obr. 5). Rtg záznam na obr. 6 je charakteristický znížením reflexov kaolinitu a zvýšením sludového minerálu. Na DTA krivkách sa s hĺbkou znižujú endotermy aj exotermy kaolinitu.

Frakciu menšiu ako 2 mikróny tvorí

Obr. 4. Geologická mapa okolia Držkoviec. Holocén: 1 — fluviálne sedimenty: hlinito-piesčité, ílovité a štrkovité sedimenty poriečnych nív — inundačných území; pleistocén: 2 — mladý pleistocén: hlinitá a hlinito-kamenitá svahovina, 3 — sprasovaná hlina, 4 — fluviálne sedimenty: štrk, piesčitý štrk poriečnych nív — dnová výplň, 5 — fluviálne sedimenty: štrk, piesčitý štrk, strednej terasy (terasovaných kuželov ?); starý pleistocén: 6 — fluviálne sedimenty (štrk vysokej terasy); miocén: 7 — pont: štrk, piesok a íl (poltárska formácia); silický prikrov: 8 — vápenec wetersteinského typu (pelson — kordevol, norik), 9 — gutensteinský dolomit (anatol), 10 — gutensteinský vápenec (anatol), 11 — vápenec, slieň, bridlice („kampilské“ vrstvy) — skýt; Chválovská šupina: 13 — tmavý vápenec — anis, 14 — bázické horniny, 15 — tmavé a zelené bridlice, 16 — hematitové bridlice, 17 — rádiolarity, 18 — svetlý kryštallický vápenec: Všeobecné značky: 19 — hranice litostratigrafických jednotiek: zistené, predpokladané, pozvoľný prechod, 20 — presunové línie: zistené, predpokladané, zakryté, 21 — prešmyky: zistené, predpokladané, predpokladané zakryté, 22 — zlomy: zistené, predpokladané, predpokladané zakryté, 23 — úložné pomery vrstiev, 24 — geologické vrty, 25 — prameň: nezachytený, zachytený

Fig. 4. Geological map of the Držkovce vicinity. 1 — fluviatile sediment, argillaceous-sandy, argillaceous and gravel sediment of flood plain and inundation areas, Holocene, 2 — argillaceous and argillaceous-stoney loam, Upper Pleistocene, 3 — loess, Pleistocene, 4 — fluviatile sediment, gravel, sandy gravel in flood plane and river bed filling, 5 — fluviatile sediment, gravel, sandy gravel of the middle terrace (terrace cone?), Upper Pleistocene, 6 — fluviatile sediment, gravel of the upper terrace, Lower Pleistocene, 7 — gravel, sand and clay of the Poltár formation, Miocene, 8 — limestone, Wetterstein type, Pelsonian-Cordevolian, Norian, 9 — Gutenstein dolomite (Anatolian), 10 — Gutenstein limestone, Anatolian, 11 — limestone, marlstone, shale („Campilian“ beds), Scythian. 12 — shale, arenaceous shale, sandstone („Seissian“ beds), Scythian (8—12 — Silica nappe), 13 — dark limestone, Anisian, 14 — basic rock, 15 — dark and green shale, 16 — haematite slate, 17 — radiolarite, 18 — lightcoloured crystalline limestone (13—18 — Chválová slice), 19 — boundary of lithostratigraphic units proved and presumed, gradual transition, 20 — thrust line, proved, presumed, buried, 21 — reverse fault, proved, presumed, buried, 22 — fault, proved, presumed, buried, 23 — structural data, 24 — drill-hole, 25 — spring, trapped, not trapped

kaolinit s prímiesou sľudového minerálu a stopami montmorillonitu a miestami je prítomný limonit.

Pre chemické zloženie ílu je typický zvýšený obsah Al_2O_3 a vysoký obsah SiO_2 (tab. 2).

Ložisko kaolinického ílu vzniklo usádzaním nevytriedených zvetranín v limnickom prostredí s periodickým usadzovaním sa čistejšieho ílu. Vrchná časť ložiska sa dodatočne kaolinizovala, čo dokazujú korodované živce a makrokaolinit vo frakcii 6–20 μm bacilaritového typu na obr. 7.

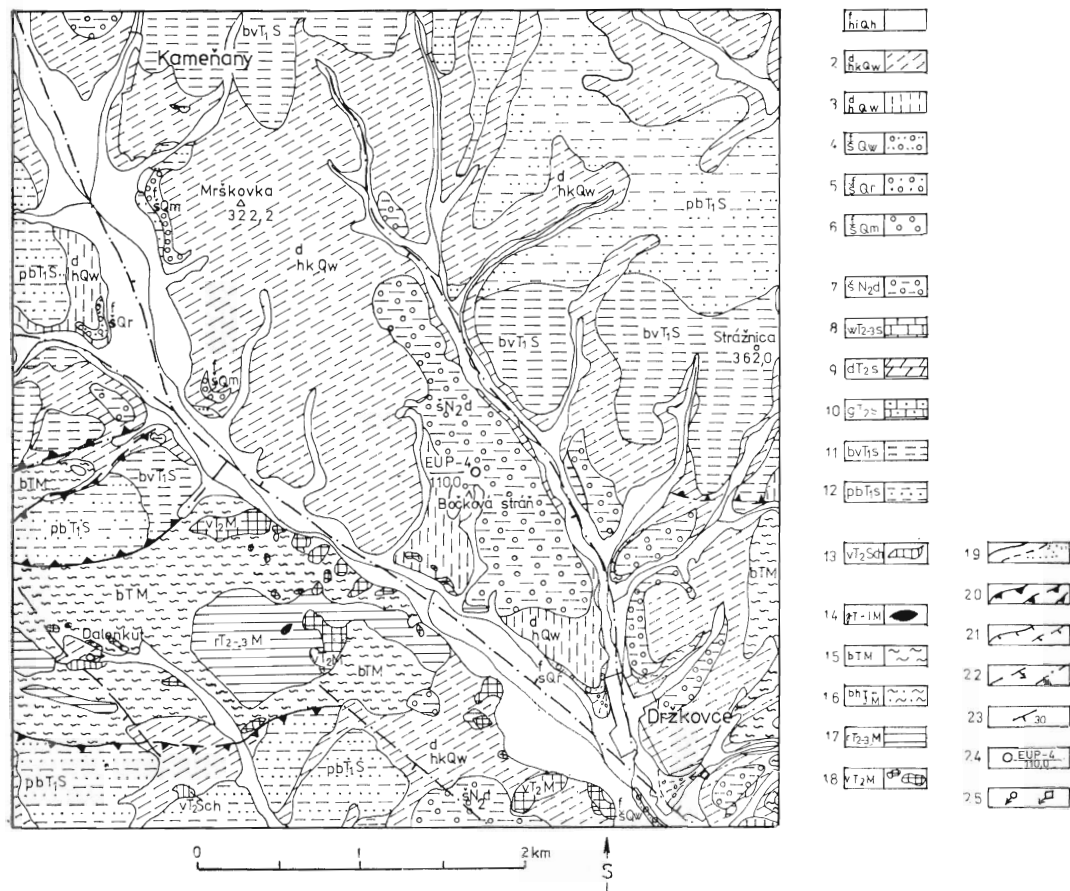
Podľa technologických analýz ílu (tab. 4) vykonaných vo Vývojovom pracovisku

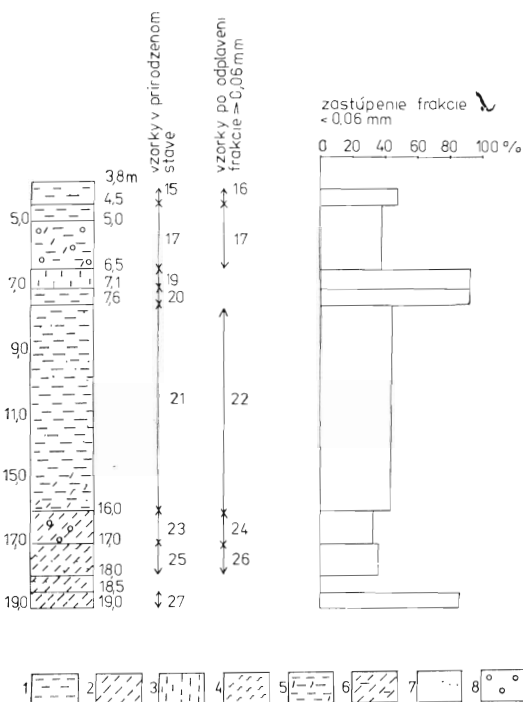
KZ Michalovce sa možnosti využitia ílu hodnotili nasledujúco:

Najvhodnejšou surovinou zo sledovaného ložiska je svetlosivý až biely plastický kaolinický íl z hĺbky 7,10–7,60 m, v ktorom frakcie pod 2 μm tvorí temer čistý kaolinit (obr. 8) a svetlohnedý plastický íl z hĺbky 6,50–7,10 m. Táto surovina je vhodná na výrobu keramických obkladačiek svetlej farby a dlaždíc.

Výplav z ostatných vzoriek pod 0,06 mm má vlastnosti suroviny vhodnej:

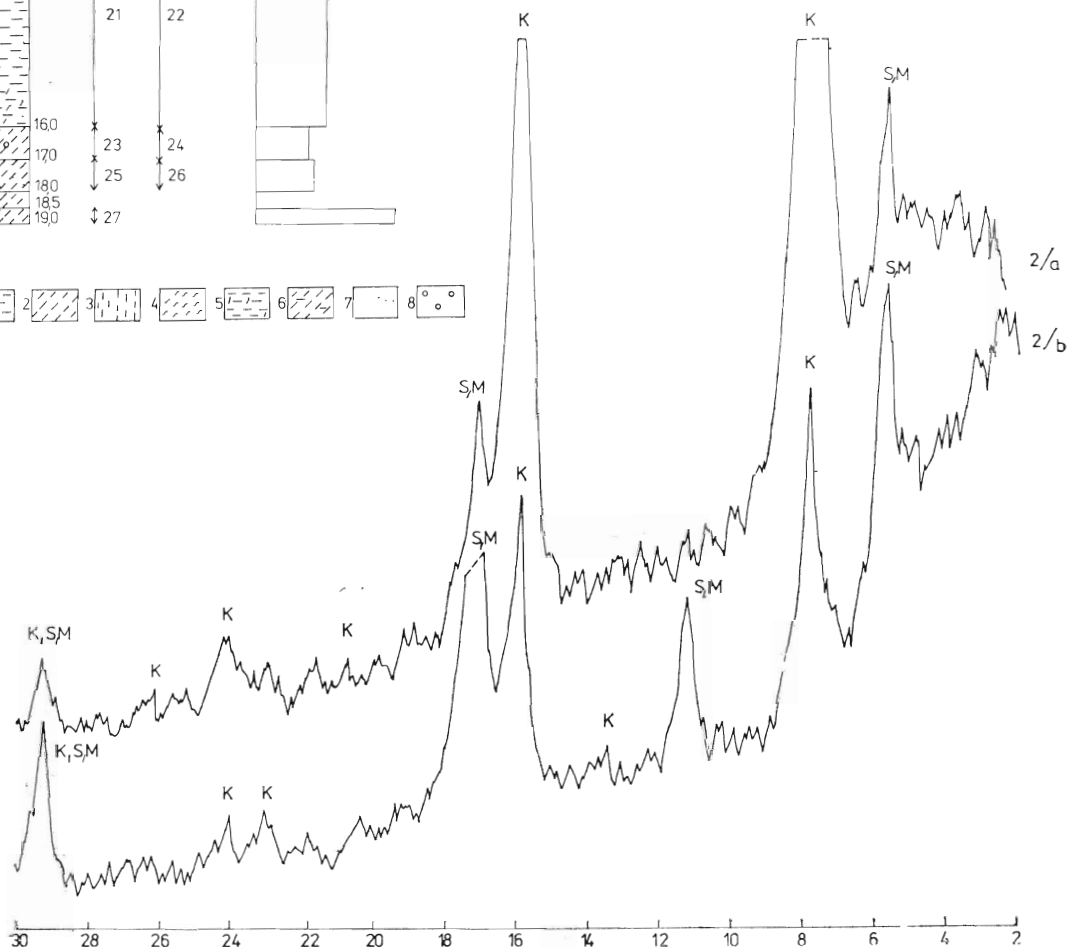
a) ako prímies do pracovnej hmoty na výrobu keramických dlaždíc svetlej farby (sivý piesčitý plastický kaolinický íl z hĺbky 16,00–17,00 m);





Obr. 5. Profil ložiskom keramických ílov SZ od Držkoviec (podľa vrtu EUP-4). 1 — sivý íl, 2 — hnedý íl, 3 — žltý íl, 4 — červeno-hnedý íl, 5 — sivý hnedoškvŕnitý íl, 6 — hnedý sivoškvŕnitý íl, 7 — piesčitý íl, 8 — íl so štrkom

Fig. 5. Profile section of ceramic clay deposit northwesternly from Držkovce (based on EUP-4 drill-hole data). 1 — grey clay, 2 — brown clay, 3 — yellow clay, 4 — reddish brown clay, 5 — gray, brownish mottled clay, 6 — brown, greyish mottled clay, 7 — arenaceous clay, 8 — clay with gravel content



Obr. 6. RTG analýzy keramického ílu z okolia Držkoviec. 2/a — vrt EUP-4, hĺbka 4,3 m, frakcia pod $2 \mu\text{m}$; 2/b — vrt EUP-4, hĺbka 46,8 m, frakcia pod $2 \mu\text{m}$

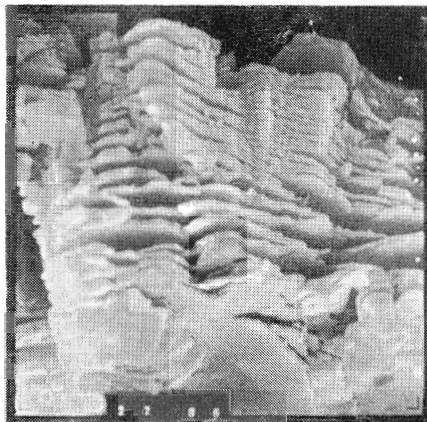
Fig. 6. X-ray analytical record of ceramic clay from the vicinity of Držkovce. 2/a — EUP-4 drill-hole, 4.3 m depth, fraction under $2 \mu\text{m}$; 2/b — EUP-4 drill-hole, 46.8 m depth, fraction under $2 \mu\text{m}$

b) ako prímes do pracovnej hmoty na výrobu pórovinných obkladačiek alebo obkladačiek (žltohnedý piesčitý plastický kaolinický íl z hĺbky 4,00—4,50 m a svetlosivý piesčitý plastický kaolinický íl so štrkom z hĺbky 4,50—6,50 m);

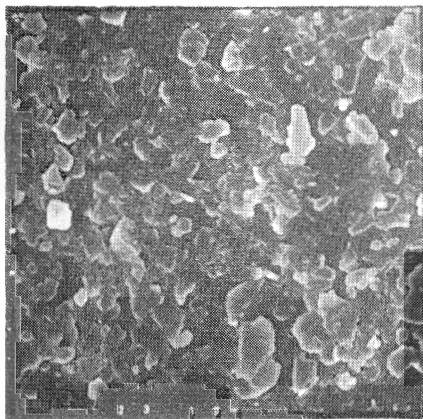
c) na výrobu tehliarskych výrobkov, resp. červených dlaždíc (sivohnedý až hnedý piesčitý íl 17,00—18,00 m); podob-

né vlastnosti má aj plastický kaolinický íl v prirodzenom stave z hĺbky 18,50 až 19,00 m.

Surovina v pôvodnom stave je vhodná ako prídavná surovina do pracovnej hmoty na výrobu stavebnej keramiky, resp. keramiky s farebným črepom. Sivohnedý až hnedý silne piesčitý íl z hĺbky 16,00—17,00 m pre vysoký obsah



Obr. 7. Agregát kaolinitových lupienkov bacillaritového typu vo frakcii 6—20 μm . Vrt EUP-4, hĺbka 5—6 m. Zväčš. 3500 $\times$
Fig. 7. Aggregate of kaolinite slices of bacillarite type in the 6—20 μm fraction, Drill-hole EUP-4, 5—6 m depth, magn. $\times 3,500$



Obr. 8. Kaolinit frakcie pod 2 μm . Vrt EUP-4, hĺbka 7,1—7,6 m. Zväčš. 1500 $\times$, uhol 0°
Fig. 8. Kaolinite in the fraction under 2 μm , drill-hole EUP-4, 7.1—7.6 m depth interval, magn. $\times 1,500$, angle 0°

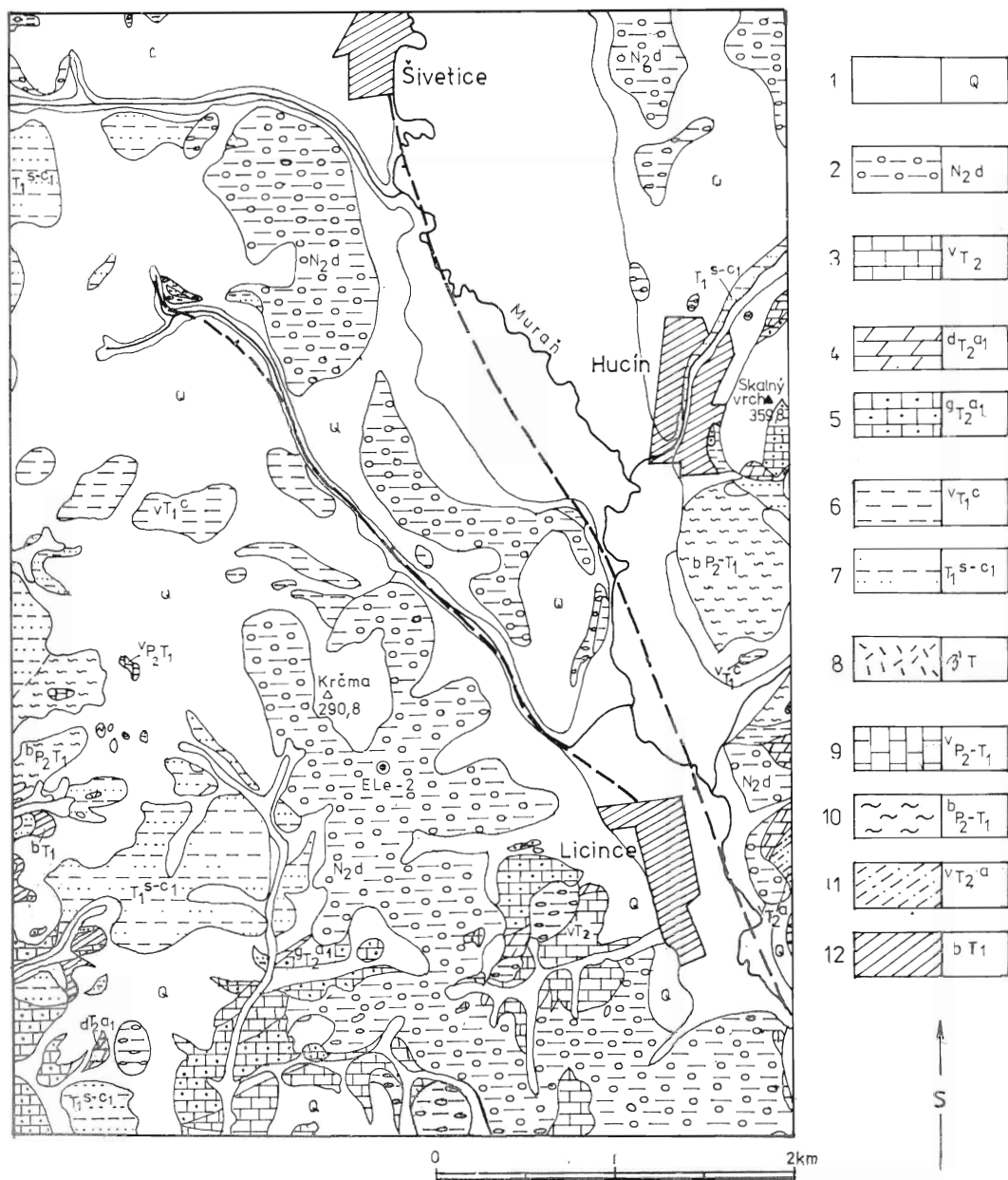
Obr. 9. Geologická stavba okolia Liciniec. Kvartér: 1 — svahová hlina a sutina; Terciér: 2 — štrk, piesok, íl (poltárska formácia), pont; Silicikum: 3 — svetlý masívny vápenc wetersteinského typu (nerozčlenené) vrchný anis 4 — sivý lavicovitý dolomit — hydasp, 5 — gutensteinský vápenc — hydasp, 6 — slieňitý vápenc a bridlice, kampil, 7 — pestré pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie (pestré bridlice a pieskovce), vrchnejší seis — spodný kampil, 8 — diabázy a ich tufity (vrchný perm — spodný trias); Meliatska séria: 9 — svetlý kryštalicový vápenc, 10 — bridličnatý komplex, 11 — svetlý vápenc (steinalmský), miestami so šošovkami svetlého zrnitého dolomitu, 12 — fľovité a piesčité bridlice — spodný trias (nerozčlenené)

Fig. 9. Geological map of the Licince vicinity. 1 — debris and loam, Quarternary, 2 — gravel, sand, clay, Poltár formation, Pontian, 3 — light massive limestone of Wetterstein type, undivided, Upper Anisian to Upper Triassic, 4 — grey platy dolomite, Hydaspian, 5 — limestone of Gutenstein type, Hydaspian, 6 — marly limestone and shale, Campilian, 7 — variegated arenaceous-slaty member (variegated shale and sandstone), Upper Seisian to Lower Campilian, 8 — diabase and basic tuffite, Upper Permian to Lower Triassic (3—8 — Silicic unit), 9 — light-coloured crystalline limestone, 10 — slaty complex, 11 — light-coloured limestone (Steinalm type) in places with lenses of light granular dolomite, 12 — argillaceous and arenaceous shale, Lower Triassic, undivided

kremeňových zŕn (67,57 % SiO_2) nie je v neupravenom stave na keramickú výrobu vhodný.

Z technologického hľadiska najvhodnej-

šia poloha je v relatívne dostupnej hĺbke a bolo by možno využiť aj bezprostredné nadložie a podložie. Íl podobnej kvality môžeme očakávať aj na poklesnutej kryhe



medzi zlomom prebiehajúcim údolím potoka Východný Turiec a zlomom v údolí nepomenovaného potoka (obr. 4).

Keramický íl v okolí Liciniec

Poltárske súvrstvie v okolí Liciniec leží na predterciérnych — mezozoických horninách. Jeho mocnosť kolíše od niekoľkých do cca 100 m. Buduje ho zväčša pestrý íl, často piesčitý, príp. s prímiesou štrku. Štrk až štrkopiesok tvoria bazálnu polohu súvrstvia hrubú 3 m.

Vo vrte Ele-2 (na SV od Liciniec, obr. 9) je poltárske súvrstvie hrubé 79 m. Jeho vrchnú časť od 0,3 do 55 m tvorí pestrý masťný, miestami piesčitý íl. Ložisko ílu má teda hrúbku 54,7 m. Kvalita ílu je veľmi premenlivá. V celom profile ložiska prevláda hnedá farba, iba vo vrchnej časti je poloha sivého, ale veľmi piesčitého ílu. Polohy hnedého a na oter masťného ílu sa striedajú so silne piesčitými polohami, resp. sú v ňom obliaky kremeňa, kremenca, bridlice a ojedinele bázikých efuzív (obr. 10).

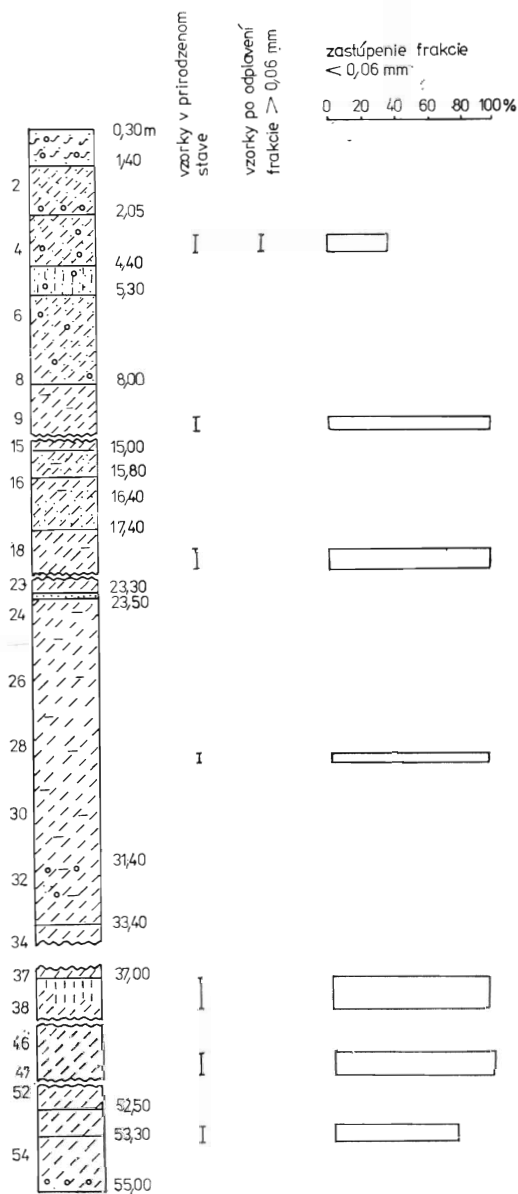
Íl je zo zmesi kaolinitu a illitu. Rtg a DTA analýzy (obr. 11, 13) ukázali prevahu kaolinitu vo vrchnej časti ložiska, zatiaľ čo v spodnej časti prevláda illit.

Asociácie ťažkých minerálov sú chudobné. Najhojnejší je limonit, pri niektorých vzorkách stúpol podiel epidotu a granátu. S hĺbkou narastá koncentrácia ilmenitu, rutilu, anatasu a titanitu.

Obsah SiO_2 je nepriamoúmerný obsahu Al_2O_3 . Obsah Al_2O_3 v dvoch vzorkách zo štyroch analyzovaných vzoriek presahuje 20 %. V niektorých vzorkách je zvýšené

zastúpenie Fe, čo nepriaznivo ovplyvňuje technologické vlastnosti suroviny. Obsah CaO a MgO je nízky, íl je prakticky nevápnitý (tab. 3).

Genéza ložiska je obdobná ako ložiska Držkovce.



Obr. 10. Profil ložiskom keramických ílov pri Licinciach (podľa vrtu Ele-2). Vysvetlivky ako pri obr. 5

Fig. 10. Profile section of the ceramic clay deposit near Liciniec (according to the Ele-2 drill-hole data). Explanations as in fig. 5

Chemické analýzy ílu vo vrte EUP-4
Chemical analytical data of clay from the EUP-4 drill-hole

Tab. 2

Vrt	Hĺbka v m	Lab. č.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Strata žihan.	H ₂ O ¹¹⁰	Súčet SO ₃	s SO ₃
EUP-4	4,5—6,0	1339	72,57	17,08	0,94	0,65	0,68	0,04	0,14	0,72	0,01	2,0	0,16	4,63	0,75	99,85	0,22
	6,6	1340	58,63	26,30	1,68	0,22	1,14	0,06	0,29	0,72	0,01	2,89	0,23	7,48	1,91	99,84	0,19
	7,1—7,6	1341	58,79	25,63	1,73	0,25	1,28	0,05	0,28	0,72	0,01	3,28	0,19	7,49	1,26	99,86	0,16
	18,5	1342	43,61	19,92	22,48	0,29	1,02	9,74	0,29	0,62	0,03	2,17	0,17	8,54	2,38	99,98	0,10

Analýzovala: Trubanová, GP Turčianske Teplice

Chemické analýzy ílu z vrtu Ele-2 Licince
Chemical analytical data of clay from the Ele-2 drill-hole near Licince

Tab. 3

Vrt	Hĺbka v m	Lab. č.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Strata žihan.	Strata sušen.	Súčet
Ele-2	3,5—4,0	867	81,03	11,05	0,68	0,55	0,18	0,01	0,53	0,36	0,01	0,58	0,05	4,02	0,63	99,68
	18,1—18,6	868	45,23	24,45	8,64	0,22	0,74	0,18	0,76	0,78	0,15	1,70	0,26	9,15	7,33	99,59
	37,2—38,0	869	44,78	21,06	10,75	0,30	0,76	0,35	0,84	1,66	0,15	2,36	0,47	7,78	8,55	99,81
	53,0—53,5	870	65,88	16,58	2,99	0,41	0,70	0,08	0,71	1,18	0,02	2,39	0,29	5,35	2,99	99,57

Analýzovala: Šaturová, GUDŠ

Technologické analýzy sa urobili iba zo 7 vzoriek reprezentujúcich makroskopicky nádejné polohy plastického ílu (ale boli odobrané nie z celého profilu, lež iba z úsekov hrubých okolo 0,5 m).

Podľa získaných výsledkov možno konštatovať, že sa analyzovaný íl vzhľadom na vysokú pevnosť za surova a farbu po výpale hodí na tehliarsku výrobu, ako aj

na výrobu stavebnej keramiky ako súčasť pracovnej hmoty pre červené dlaždice. Surovina z hĺbky 3,5—4,0 m má po odplave piesčitej prímеси pomerne vhodnú vypaľovaciu farbu (béžovú) a bolo by ju možno použiť na výrobu keramických dlaždíc ako surovinu všetkých odtieňov, ale niektoré ďalšie parametre (nízka pevnosť za surova, vysoká nasiakavosť) túto

*Technologické analýzy ílov poltárskeho súvr
Technological analyses of clay from the Poltár*

		Čoltovo vrt DV-1		4,0—4,5 m		4,50—6,50 m	6,5—7,1 m
		8,30—9,80 m	neupravovaná vzorka	výplav < 0,06 mm		výplav < 0,06 mm	
		biela sivobiela	svetlo- béžová	béžová	sivobiela	béžová	
Pred výpalom	farba za surova						
	rozcíracia voda	27,62	22,08	38,53	35,29	31,03	
	zmraštenie sušením	7,42	2,00	3,57	3,24	6,00	
		pevnosť v tlaku za ohybu [MPa]	1,93	nestano- vené	nestano- vené	nestano- vené	2,08
po výpale	farba t 1050°		béžová svetlo- béžová	béžová svetlo- béžová	krémovo- biela	béžová	
	t 1150°	šedobéžová	béžová svetlo- béžová	béžová svetlo- béžová	bielo- krémová	svetlo- béžová	
	t 1250°	svetlosivá	béžová	béžová	bielo- krémová	sivá	
	zmrštenie [%]						
	t 1050°		1,85	6,42	7,14	9,57	
	t 1150°	13,57	2,85	9,71	8,71	12,42	
	t 1250°	11,42	4,57	13,14	12,57	12,71	
	nasiakavosť [%]						
	t 1050°		20,32	24,04	22,36	11,60	
	t 1150°	0,77	17,06	14,68	14,74	4,91	
	t 1250°	4,48	13,69	5,34	5,01	0,47	
	objem váha [g/cm ³]						
	t 1050°		1,70	1,55	1,58	1,90	
	t 1150°	2,21	1,76	1,77	1,78	2,11	
	t 1250°	1,98	1,88	2,02	2,02	2,20	

možnosť využitia veľmi obmedzujú. V neupravenom stave ju možno použiť ako ostrivovú prímes.

Výskyt ílu pri Ožďanoch

Poltárske súvrstvie s pestrým ílom, na ktorého vhodnosť pre keramický priemys-

sel poukázal L. Ivan et al. (1964), je rozšírené aj v okolí obce Ožďany (okr. Rimavská Sobota).

Poltárske súvrstvie v okolí Oždian leží na egeri. Buduje vrchnú časť Ožďianskej pahorkatiny. Je rozšírené medzi Sušanmi, Kružnom a na J zasahuje do okolia Anta-lovej samoty (obr. 12). Litologické zloženie súvrstvia je podobné ako v okolí Čol-

stvia z okolia Čoltova, Držkoviec a Liciniec
formation in the area of Čoltovo, Držkovce and Licince

Tab. 4

Držkovce vrt EUP-4

7,1—7,6 m	16,0—17,0 m		17,0—18,0 m		18,50—19,0 m
	neupravovaná vzorka	výplav < 0,06 mm	neupravovaná vzorka	výplav < 0,06 mm	
sivobiela	svetlosivá	sivobiela	béžová	béžová	žltookrová
30,59	18,19	34,02	19,11	36,12	34,62
4,42	3,14	4,71	3,42	5,14	7,85
1,50	nestanovená	1,62	0,26	nestanovená	1,93
bielo- krémová	svetlobéžová	svetlobéžová	sv. tehlovo- červená	sv. tehlovo- červená	sýtotehlovo- červená
svetlo- béžová	svetlobéžová	svetlobéžová	sýtotehlovo- červená	tehlovočer- vená	tmavotehlo- vočervená
šedobéžová	bielokrémová	svetlosivá	béžová	hnedosivá	tmavohnedá
6,71	2,85	7,57	3,71	9,00	12,85
8,71	3,85	11,71	4,28	14,14	14,14
11,14	6,00	14,57	6,57	15,57	14,42
16,94	17,14	19,36	18,22	19,54	12,17
11,76	15,03	8,93	15,74	5,28	6,75
6,07	11,07	0,34	11,13	0,26	4,85
1,75	1,81	1,69	1,79	1,71	2,01
1,90	1,88	1,99	1,87	2,12	2,17
2,07	1,97	2,17	1,98	2,19	2,08

tova, Držkoviec, Liciniec, t. j. pozostáva z pestrého ílu, piesku a štrku.

Vrchnú časť súvrstvia (11 m) na V od Oždian (na kopci Babahid, kóta 334) navrtal vrt VRS-20 (Pristaš, prvotná dokumentácia vrtu, pozri aj Vass et al., 1980). Prevrtanú časť súvrstvia tvorí plastický íl pestrých farieb (žltá, ružová, sivoškvrnitá, zelenosivá). Íl je piesčitý, príp. obsahuje obliaky štrku. Frakcia $> 0,06$ mm kolíše od

11 do 40 %. Zrornosť sa smerom dolu znižuje. Asociácia ťažkých minerálov je z ilmenitu, magnetitu, limonitu, hojný je amfibol a sludové minerály, vzácny je rutil, turmalín, anatas.

Frakcie pod $2 \mu\text{m}$ (obr. 14, 15) obsahujú kaolinit, illit a kremeň. V hĺbke 16,3 m je aj aj málo montmorillonitu a neidentifikovaný sludový mineral. Rovnaká asociácia minerálov je aj vo frakcii $2-6 \mu\text{m}$ z hĺbky

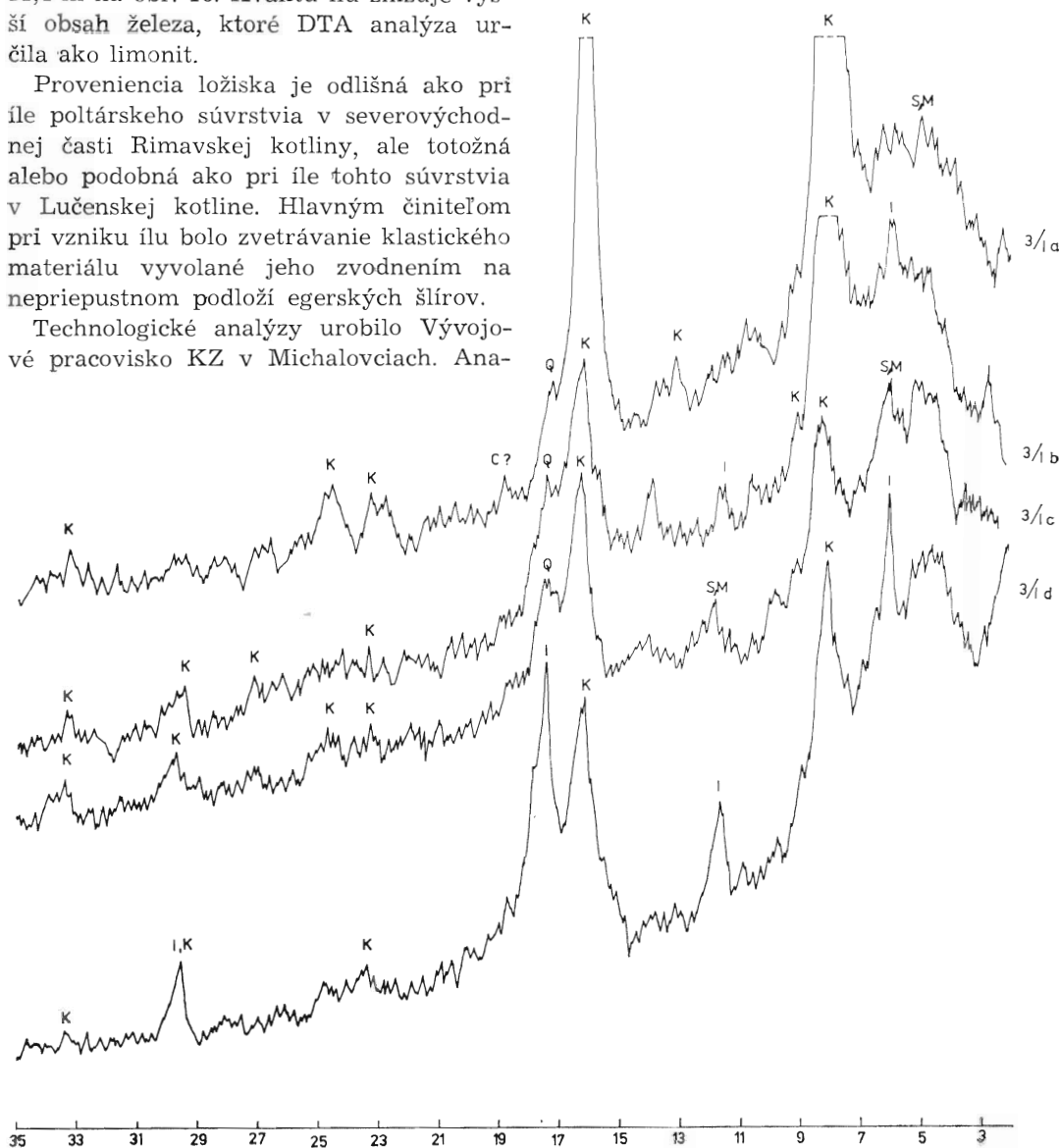
Pokračovanie tabuľky 4

		Licince vrt Ele-2				
		3,50—4,00 m		18,00—18,60 m	37,00—38,00 m	53,00—53,50 m
		neupravovaná vzorka	výplav $< 0,06$ mm			
pred výpalom	farba za surova	béžová	svetlo-béžová	žltookrová	žltookrová	béžová
	rozrábacia voda	18,40	36,19	40,32	38,20	26,39
	zmrštenie sušením	3,29	6,14	10,28	9,57	7,85
	pevnosť v ťahu za ohybu [MPa]	0,656	1,198	2,81	4,58	5,35
po výpale	farba t 1050°	ružovo-béžová	béžová	tehlovo-červená	tmavotehlovo-červená	tehlovo-červená
	t 1150°	svetlo-béžová	svetlo-béžová	tmavotehlovo-červená	červenohnedá	svetlohnedo-červená
	t 1250°	krémová	tmavobiela	tmavohnedo-sivá	hnedá	svetlohnedá
	zmraštenie [%]					
	t 1050°	3,0	8,86	19,00	17,71	9,85
	t 1150°	3,0	10,00	19,57	17,28	7,14
	t 1250°	3,43	12,14	16,57 exp.	14,00 exp.	8,14 exp.
	nasiakavosť [%]					
	t 1050°	17,81	24,05	3,46	1,19	8,56
	t 1150°	17,18	18,95	0,80	0,57	7,17
	t 1250°	16,69	14,10	7,29 exp.	7,25 exp.	8,94 exp.
	objem. váha [g/cm ³]					
	t 1050°	1,80	1,59	2,32	2,38	2,08
	t 1150°	1,83	1,47	2,36	2,33	2,14
	t 1250°	1,84	1,88	1,98 exp.	1,96 exp.	1,90 exp.

11,4 m na obr. 16. Kvalitu ílu znižuje vyšší obsah železa, ktoré DTA analýza určila ako limonit.

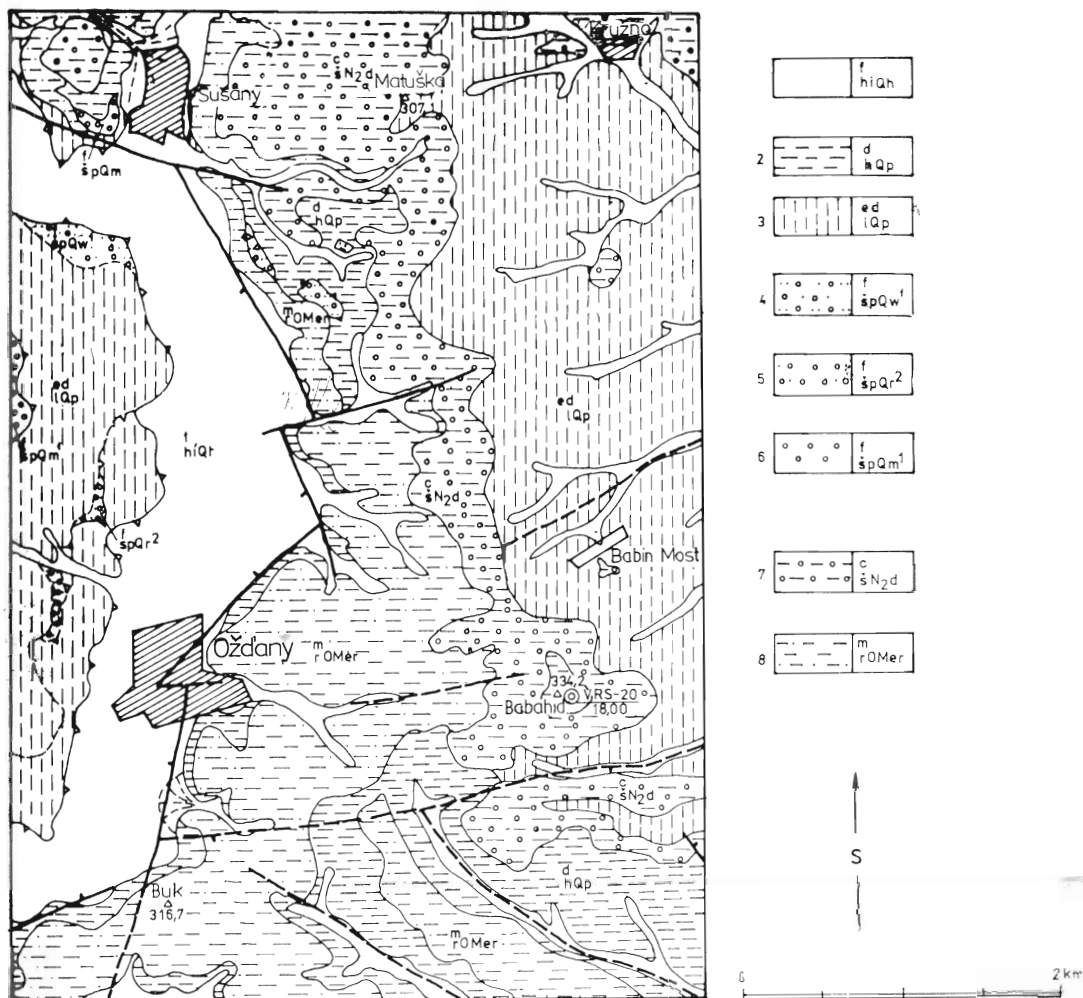
Proveniencia ložiska je odlišná ako pri íle poltárskeho súvrstvia v severovýchodnej časti Rimavskej kotliny, ale totožná alebo podobná ako pri íle tohto súvrstvia v Lučenskej kotline. Hlavným činiteľom pri vzniku ílu bolo zvetrávanie klastického materiálu vyvolané jeho zvodnením na nepriepustnom podloží egerských šlírov.

Technologické analýzy urobilo Vývojové pracovisko KZ v Michalovciach. Ana-



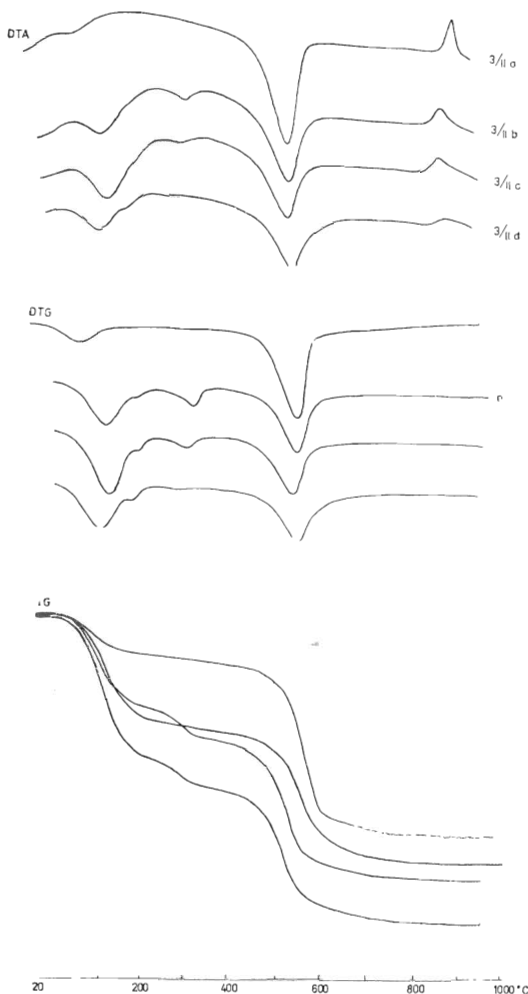
Obr. 11. RTG analýzy keramického ílu z okolia Licince. 3/Ia — vrt Ele-2, hĺbka 3,5–4 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 3/Ib — vrt Ele-2, hĺbka 18,1–18,6 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 3/Ic — vrt Ele-2, hĺbka 37,2–38,0 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 3/Id — vrt Ele-2, hĺbka 53,0–53,5 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$

Fig. 11. X-ray diffraction records of ceramic clay from the vicinity of Licince. 3/Ia — Ele-2 drill-hole, 3.5–4 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$, 3/Ib — Ele-2 drill-hole, 18.1–18.6 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$, 3/Ic — Ele-2 drill-hole, 37.2–38.0 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$, 3/Id — Ele-2 drill-hole, 53.0–53.5 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$



Obr. 12. Geologická stavba okolia Oždany. Holocén: 1 — fluvialne sedimenty, hlinito-piesčité a fľovité sedimenty poriečnych nív (inundačných území), pleistocén: 2 — deluvialne sedimenty: hlinito-piesčité sedimenty sprašového charakteru, 3 — eolicko-deluvialne sedimenty: spraš a sprašová hľina; starší vŕum: 4 — fluvialny piesčitý štrk, štrk (nízka terasa); ris: 5 — fluvialny piesčitý štrk, štrk s polohami piesku, mindel: 6 — fluvialny hrubý zahľinený a piesčitý štrk; miocén: 7 — pont: štrk, piesok, pestrý íľ (poltárske súvrstvie); oligocén — miocén: 8 — eger: vápnitý silt s nepravidelnou piesčitou prímiesou (šľir, lučenské súvrstvie)

Fig. 12. Geological map of the Oždany vicinity. 1 — fluvial sediment, loamy-sandy to argillaceous sediment of the flood plain (of inundation area). Holocene, 2 — deluvial sediment, loamy-sandy sediment of loess character, Pleistocene, 3 — eolic to deluvial sediment, loess and loess loam, Pleistocene, 4 — fluvial sandy gravel, gravel (the lower terrace, Lower Würmian, 5 — fluvial sandy gravel, gravel with sand layers, Rissian, 6 — fluvial coarse gravel, loamy and sandy gravel, Mindelian, 7 — pont: gravel, sand, variegated clay, Pontian, 8 — calcareous silt with irregular arenaceous admixture (schlier), Egerian

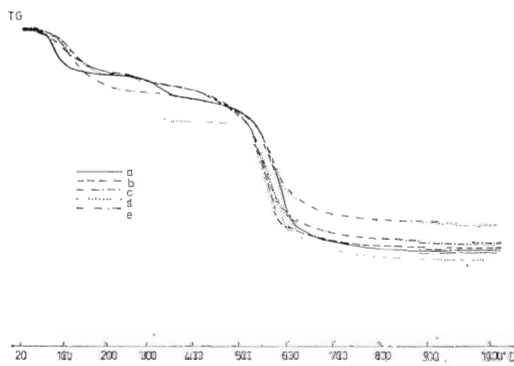
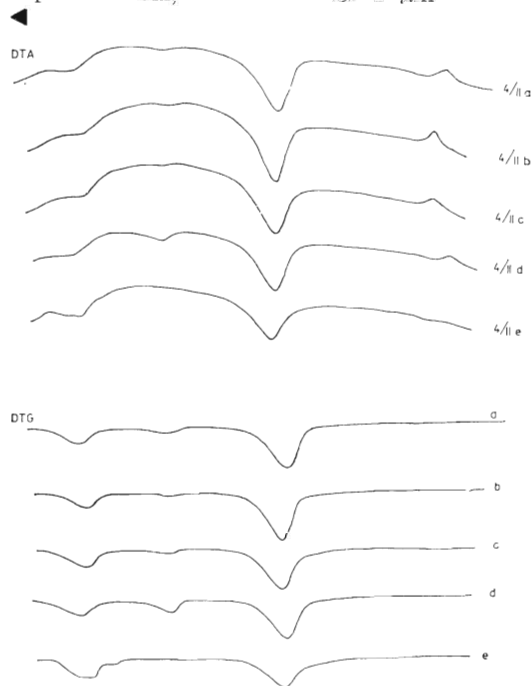


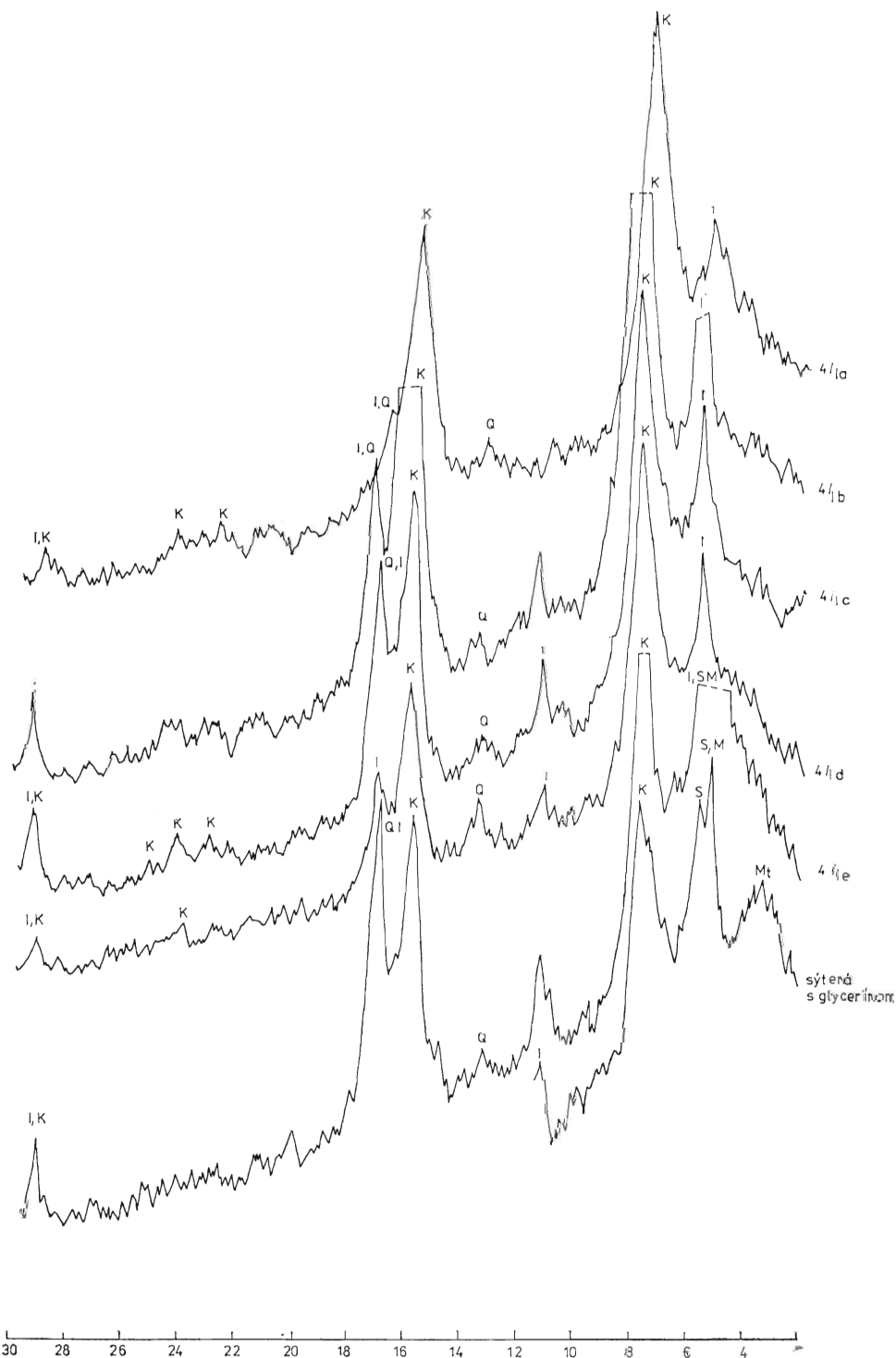
Obr. 14. DTA, DTG a TG analýzy keramického ílu z okolia Oždian. 4/IIa — vrt VRS-20, hĺbka 10,4 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 4/IIb — vrt VRS-20, hĺbka 11,4 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 4/IIc — vrt VRS-20, hĺbka 12,5 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 4/IId — vrt VRS-20, hĺbka 13,4 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 4/IIe — vrt VRS-20, hĺbka 16,3 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$

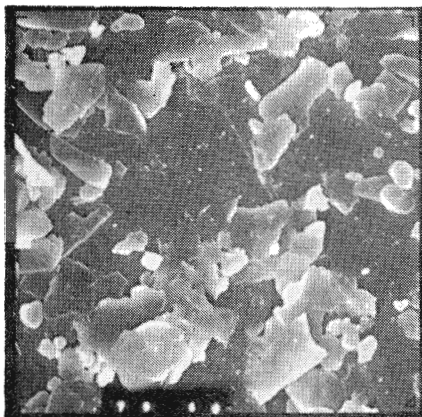
Fig. 14. DTA, DTG and TG records of ceramic clay from the Oždany vicinity. a — VRS-20 drill-hole, 10.4 m depth, fraction under $2\ \mu\text{m}$, b — VRS-20 drill-hole, 11.4 m depth, fraction under $2\ \mu\text{m}$, c — VRS-20 drill-hole, 12.5 m depth, fraction under $2\ \mu\text{m}$, d — VRS-20 drill-hole, 13.4 m depth, fraction under $2\ \mu\text{m}$, e — VRS-20 drill-hole, 16.3 m depth, fraction under $2\ \mu\text{m}$

Obr. 13. DTA, DTG a TG analýzy keramického ílu z okolia Liciniec. 3/IIa — vrt Ele-2, hĺbka 3,5–4 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 3/IIb — vrt Ele-2, hĺbka 18,1–18,6 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 3/IIc — vrt Ele-2, hĺbka 37,2–38,0 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$; 3/IId — vrt Ele-2, hĺbka 53,0–53,5 m, frakcia pod $2\ \mu\text{m}$

Fig. 13. DTA, DTG and TG analytical records of ceramic clay samples from the vicinity of Licince. a — Ele-2 drill-hole, 3.5–4.9 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$, b — Ele-2 drill-hole, 18.1–18.6 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$, c — Ele-2 drill-hole, 37.2–38.0 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$, d — Ele-2 drill-hole, 53.0–53.5 m depth interval, fraction under $2\ \mu\text{m}$







Obr. 16. Sfudový minerál, kaolinit a kremeň vo frakcii 2—6 μm . Zväčš. 1000 $\times$, uhol 0°
Fig. 16. Mica, kaolinite and quartz in the 2—6 μm fraction, VRS-20 drill-hole, 11.4 m depth, magn. $\times 1,000$, angle 0°

lyzovali sa 3 vzorky reprezentujúce jednot metrové úseky ložiska. Vzhľadom na technológiu vŕtania sa vzorky neodoberali polením vrtného jadra, a preto aj výsledky analýz treba brať s istou rezervou.

Podľa výsledku technologických analýz, a to vzhľadom na farbu po výplave a veľkú pevnosť v ťahu za surova, možno surovinu použiť na výrobu tehál.

Začiatkom 60-ych rokov sa technologicky odskúšal íl navŕtaný severne od kopca Babahid a na V od obce Ožďany. Surovina bola zhodnotená ako keramický íl na fasádnu keramiku a kameninu (Ivan et al., 1964).

Záver

Poltárske súvrstvie v Rimavskej kotline vystupuje na ploche cca 147,6 km². Má priemernú hrúbku 50—60 m a jeho časť tvorí íl. Kvalita ílu sa však overila iba bodovo na štyroch miestach a ukázalo sa, že medzi ílom poltárskeho súvrstvia sú aj kvalitnejšie druhy vhodné ako surovina na keramickú, príp. kameninovú výrobu.

Recenzoval J. Kozáč, J. Antaš

LITERATÚRA

- Elečko, M. — Vass, D. 1975: Keramické íly z okolia Čoltova. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Ivan, L. et al. 1964: Správa o výskume a nálezoch keramických surovín. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava*.
- Marková, M. 1974: Správa o sedimentárno-petrografickom výskume trefohornej výplne Rimavskej kotliny v profiloch vrtov DV-1, DV-3 a DV-4. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Marková, M. 1977: Mineralogicko-geochemický a petrografický výskum trefohorných sedimentov Rimavskej kotliny. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Marková, M. 1980: Mineralogicko-petrografický a geochemický výskum terciérnych sedimentov Lučenskej kotliny. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Vass, D. — Elečko, M. — Marková, M. 1977: Nálezová správa o keramických íloch pri Držkovciach. *Manuskript — Geofond Bratislava*.
- Vass, D. — Elečko, M. — Marková, M. 1980: Keramické íly z okolia Liciniec a Ožďan. *Manuskript — Geofond Bratislava*.

Obr. 15. RTG analýzy keramického ílu z okolia Ožďan. 4/Ia — vrt VRS-20, hĺbka 10,4 m, frakcia pod 2 μm ; 4/Ib — vrt VRS-20, hĺbka 11,4 m, frakcia pod 2 μm ; 4/Ic — vrt VRS-20, hĺbka 12,5 m, frakcia pod 2 μm ; 4/Id — vrt VRS-20, hĺbka 13,4 m, frakcia pod 2 μm ; 4/Ie — vrt VRS-20, hĺbka 16,3 m, frakcia pod 2 μm
Fig. 15. X-ray diffraction records of ceramic clay from the Ožďany vicinity. 4/Ia — VRS-20 drill-hole, 10.4 m depth, fraction under 2 μm , 4/Ib — VRS-20 drill-hole, 11.4 m depth, fraction under 2 μm , 4/Ic — VRS-20 drill-hole, 12.5 m depth, fraction under 2 μm , 4/Id — VRS-20 drill-hole, 13.4 m depth, fraction under 2 μm , 4/Ie — VRS-20 drill-hole, 16.3 m depth, fraction under 2 μm

Indications of ceramic clay in the Rimava basin (Central Slovakia)

DIONÝZ VASS — MICHAL ELEČKO — MAGDA MARKOVÁ

The Poltár formation wide-spread in the Lučenec basin contains deposits of ceramic clay. The formation extends into the Rimava basin as well as into the neighbour southern areas of the Slovenské rudohorie Mts. This continental sequence of Miocene age is composed of gravel and sand beds with clay layers.

The DV-1 drilling situated southeasterly from the Čoltovo village drilled light grey caolinic clay in the 8.30—9.80 m depth interval. Technological tests proved the suitability of clay as admixture into raw materials for the production of earthenware, vitrified and semi-vitrified tiles.

Another drill-hole northwesternly from Držkovce (EUP-4, fig. 4) pierced variegated clay containing variable amounts of arenaceous and fine gravel sand admixture within the 4—19 m depth interval. Chemical composition is indicated in Tab. 2. Technological tests proved that the light grey plastic clay occurring in the 7.10—7.60 m depth as well as the light brown plastic clay from 6.50—7.10 m depth are the most suitable. The clay is appropriate as raw material for the production of light-coloured earthenware tiles.

Other clay samples analyzed (fig. 6) represent suitable admixture into raw materials

for earthenware production as well. Shoddy samples are yet appropriate as brickware or red tile raw material.

The Ele-2 drill-hole located northwesternly from Licince (fig. 9) found variegated clay in the 0.30—55.00 m interval of varying quality (fig. 10). Kaolinite prevails in the upper part whereas illite is more frequent constituent of the clay depthwards. Chemical data are indicated in Tab. 3.

Clay layers tested for technology are suitable for the brick industry or as admixture into raw materials for red tile production.

The clay uncovered by the VRS-20 drill-hole easternly from Ožďany (fig. 13) consists of illite and kaolinite. Technological tests proved its suitability only for the brick industry. Clay occurrences of better quality were formerly found to occur in the surroundings of the Ožďany village (Ivan et al., 1964) suitable for facing and facade tiling or stoneware production.

Clays near Čoltovo village originated by the decomposition of crystalline schists and acidic igneous rocks. Clay occurring near Držkovce and Licince villages developed by sedimentation of the weathering products into limnic environment and became kaolinized subsequently.

Preložil I. Varga

Palinologické hodnotenie vzoriek z lokalít Hrelíkov potok a Kotlevec, staršie paleozoikum gemerika

MÁRIA PAPSŠÍKOVÁ*, PAVOL GRECULA**

* Geologický prieskum, geologický úsek Bratislava, Geologická 18,
825 52 Bratislava

** Geologický prieskum, geologická oblasť, Garbanova 1, p. p. 7, 040 11 Košice

(1 tab. a 2 tabule v texte)

Doručené 3. 5. 1983

Палинологическая оценка образцов из Греликовского потока и Котлянца, древний палеозой гемерика.

Результаты пыльцевых анализов показали, что свита графитовых филитов (бетлярская свита), особенно её самая верхняя часть — голецкие слои с лидитами (Грецула, 1982) содержат палиноморфы верхнего силура даже нижнего девона. Встречаем их как в южном покрове (медзевский), так и в средней части рудогория (праковский покров). Это документирует синхронное развитие чёрных филитов в целом осадочном пространстве гемерика, в основном в одном стратиграфическом диапазоне.

Palynological evaluation of samples from Hrelíkov potok and Kotlevec localities, Lower Paleozoic of the Gemeric unit

Results of palynological analyses point to Upper Silurian to Lower Devonian age of the graphite phyllite sequence (Betliar formation) namely of its uppermost part, the Holec member. The member occurs both in the southern (Medzev nappe) as in the central parts (Prakovec nappe) of the Spiš-gemer Ore Mts. Data point to synchronous development of black slates in the whole sedimentary space of the Gemeric unit representing, on the whole, a unitary stratigraphic span.

V rokoch 1981—1983 boli v rámci úlohy SGR-geofyzika na stratigrafické hodnotenie z vybraných horizontov staršieho paleozoika odobrané a spracované vzorky z profilu Hrelíkov potok (južne od Prakoviec), a Kotlevec (južne od Smolníka), a to z polohy tmavých lyditov, ktoré sú

v tejto oblasti veľmi hojné, a niekoľko vzoriek z grafických fylitov. Lokalita Hrelíkov potok je v prakovskom príkrove, Kotlevec v medzevskom príkrove (Grecula, 1982).

Horniny boli laboratórne spracované a mikrofloristicky zhodnotené. Na základe

získaných výsledkov sme mohli vybrané horizonty staršieho paleozoika stratigraficky začleniť a porovnať ich s doterajšími výsledkami z tejto oblasti, resp. s výsledkami v iných oblastiach.

Metodika práce

V teréne sme na lokalite Hrelikov potok a Kotlinec odobrali väčší počet vzoriek z odkryvov. Išlo najmä o tmavé lydity z celého profilu lyditov vystupujúcich na povrch.

Laboratórne sme horniny spracovali chemicky — maceráciou. Použili sme HCl, HF — dlhodobé pôsobenie až do rozpustenia horniny. Po premytí a kontrole boli ďalej vzorky vystavené oxidácii Schulzovým roztokom, organické zvyšky sa oddelili v TK (hustota = 2,2—2,3). Po takomto spracovaní sa vyhotovili trvalé preparáty v glycerínovej želatíne.

Trvalé preparáty sa zhodnotili pod mikroskopom. Zaznamenané formy sme sfotografovali a fotografie (zv. 1000×) sme použili pri určovaní zastúpených rodov a druhov palinomorfov.

Po zhodnotení sme zostavili biostratigrafickú tabuľku výskytu foriem a porovnali sme ju s výsledkami z rozličných oblastí.

Palinologické zhodnotenie

Pri určovaní zachovaných palinomorfov a ostatných organických zvyškov sme sa opierali o prístupnú domácu aj zahraničnú literatúru. Vzhľadom na ich veľmi zlú zachovanosť sme väčšinu foriem určili len ako cf. (približne), resp. sme určili iba rody. Celkove sa podarilo vo vzorkách určiť 43 palinomorfov, resp. iných mikrofosilií, 30 rodov a druhov zo skupiny *Acritarcha*, 10 rodov a druhov spór, štruktúrny kerogén, riasy a palinomorfy neurčitého postavenia (tab. 1).

Zo získaného materiálu možno vyčleniť 3 základné skupiny mikrofosilií:

1. Akritarchá. Je to najhojnejšie zastúpená skupina palinomorfov. Väčšinou ide o neúplne zachované (úlomky), resp. silne grafitizované jedince, takže sme sa pri ich určovaní často mohli opierať len o tvarové osobitosti.

2. Spóry. Ide o menej početnú skupinu mikrofosilií v našich vzorkách predstavujúcu zvyšky suchozemských rastlín. Zaznamenanie ich výskytu je pri stratigrafickom hodnotení veľmi dôležité. V našich vzorkách sledujeme iba ojedinelé zastúpenie triletných spór prevažne menších rozmerov, ktoré reprezentujú prvé suchozemské rastliny (väčšie formy sú charakteristické pre mladšie obdobia).

3. Kerogén — štruktúrny aj neštruktúrny. Sú to rozličné úlomky a útržky pletív a palinomorf. Jeho podrobnejším hodnotením sa zaoberala O. Čorná (1969). V našich vzorkách je pomerne veľa týchto zvyškov, ale bližšie sme ich neurčovali.

Oveľa bohatší materiál na mikrofosilie sme získali z profilu Kotlinec (34 foriem z celkového počtu). Na lokalite Hrelikov potok sa nám podarilo stanoviť len 17 foriem z celkového počtu mikrofosilií a chudobnejšie bolo aj početné zastúpenie rodov a druhov.

Stratigrafické zhodnotenie

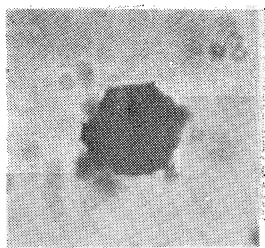
Stratigraficky sme zhodnotili obidve lokality spolu, pretože ide nielen o blízke horizonty, ale aj o podobné mikrofloristické spoločenstvá: 9 foriem je spoločných pre obidve lokality, pričom aj v samom profile Hrelikovho potoka možno napriek malej početnosti sledovať výskyt foriem s užším stratigrafickým rozpätím — vrchný silúr — spodný devón.

Na základe biostratigrafickej tabuľky a údajov v literatúre možno konštatovať, že vzorky, ktoré hodnotíme, sa stratigraficky začleňujú do vrchného silúru — spodného devónu.

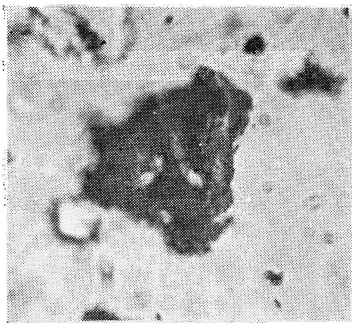
Z tabuľky je zreteľné, že početne prevládajú palinomorfy (akritarchá, spóry) s výskytom práve v tomto období. Pri hodnotení sme sa opierali predovšetkým o palinomorfy s užším stratigrafickým rozpätím výskytu, najmä o zaznamenané

Biostratigrafické zaradenie foriem zo študovaných lokalít

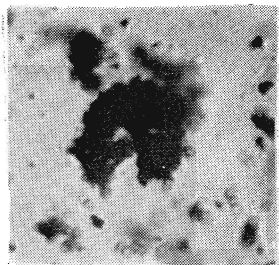
Prôčené palinomorfy	Stratigrafický výskyt									Lokalita		
	Kam- br.	Ordovik			Silúr			Devón			Hrel. potáča	Kot- lina
		Sp.	Str.	Vrch.	Sp.	Str.	Vrch.	Sp.	Str.	Vrch.		
Cymatiosphaera cf. multisepta											+	
Synsphaeridium sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	
Acritarcha - lecomorphitae											+	+
cf. Veryhachium (Snopková)											+	+
štruktúrny kerogén											+	+
Veryhachium cf. josephae											+	+
cf. Leiofusa											+	
cf. Lophosphaeridium											+	
Brochopsophosphaera diligens											+	
var. parva												
Acanthotriletes parvispinosus											+	+
var. rotundus												
cf. Retusotriletes											+	
Cymatiosphaera cf. pavimenta											+	+
Emphanisporites cf. minutus											+	
cf. Baltisphaeridium (Snopková)											+	+
cf. Myerhystridium (Snopková)											+	+
Acritarcha											+	
cf. Cymatiosphaera (A)												+
cf. C. (B)												+
cf. C. (C)												+
cf. Samarisporites												+
Myrtellosphaeridium sp.												+
cf. Veryhachium sp. 1 (Moreau-Benoit)												+
cf. Dictyotriletes (Snopková)												+
Myrtellosphaeridium cf. trivialis												+
Myerhystridium cf. nanacanthum												+
Myerhystridium sp. (Snopková)												+
Cymatiosphaera sp.												
Veryhachium cf. trispinosum												+
cf. Brochotriletes												+
Algae												+
úlomok palinomorfy												+
Lophosphaeridium cf. parverarum												+
Dictyotriletes cf. peculiaris												+
Anapiculatisporites cf. ventae												+
Brochotriletes microlacunosus												+
var. antiquus												
Myerhystridium cf. raspa												+
Synsphaeridium spinosum												+
Cymatiosphaera cf. litigiosa												+
Veryhachium cf. rosendae												+
Baltisphaeridium cf. erraticum												+
cf. Cryptostromatium												+
cf. Tetraporina												+
drobné sférické palinomorfy											+	+
Početnosť výskytu	2	7	12	15	25	28	29	31	16	6		



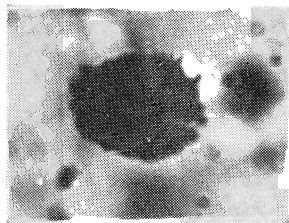
1



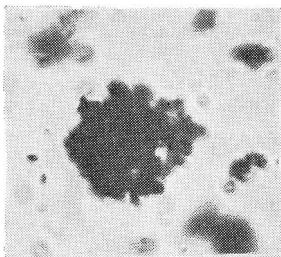
2



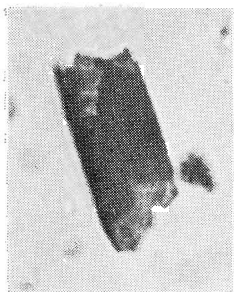
3



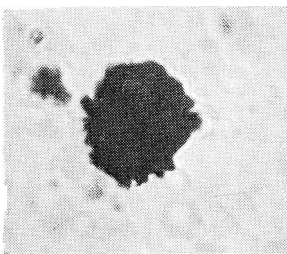
4



5



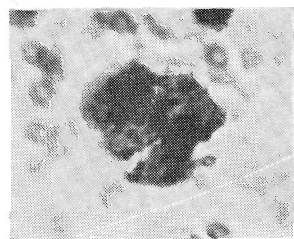
7



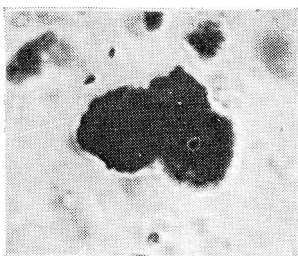
8



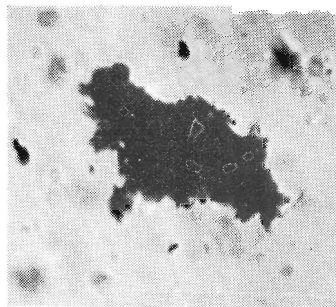
6



9



11



10

Tab. 1. 1 — *Cymatiosphaera* cf. *multisepta* Deunff, 2 — štruktúrny kerogén, 3 — *Emphanisporites* cf. *minutus* Allen, 4 — *Hyrtellospheridium* sp., 5 — *Cymatiosphaera* cf. *pavimenta* Deflandre, 6 — štruktúrny kerogén, 7 — štruktúrny kerogén, 8 — *Myrhystridium* cf. *raspa* (Cramer) Martin, 9 — štruktúrny kerogén, 10 — štruktúrny kerogén, 11 — *Synspheridium* cf. *spinosum* Moreau-Benoit

typy triletných spór, ktorých rozvoj sa (podľa údajov v literatúre) začína až v spodnom devóne — *Emphanisporites* cf. *minutus* Allen, *Samarisporites*, *Retusotriletes*, *Brochotriletes*, *Dictyotriletes*, *Acanthotriletes*.

Akritarchá, ktoré tvoria početnú prevahu zaznamenaných mikrofosílií, vykazujú väčšinou širšie stratigrafické rozpätie výskytu (ordovik — devón). Ale možno tu sledovať aj prítomnosť niektorých druhov s užším stratigrafickým rozpätím — *Veryhachium* cf. *josephae* Cramer (vrchný silúr — spodný devón), *Hyrtello-sphaeridium* cf. *trivialis* (Timofejev) Tschibrikova (vrchný silúr — stredný devón), *Cymatriosphaera* cf. *litigiosa* Tschibrikova (spodný — stredný devón). Aj ony poukazujú na vrchnosilúrsky až spodnodevónsky vek skúmaných vrstiev.

S určitosťou možno súčasne potvrdiť, že vývoj horizontov nie je starší ako silúr, keďže v nich sú triletné spóry suchozemských rastlín, ktorých počiatky sa datujú do obdobia stredného silúru.

Korelácie a diskusia

Pri určovaní získaného materiálu a korelácii stratigrafických výsledkov sme sa najviac opierali o práce P. Snopkovej z oblasti SGR. Keďže išlo o veľmi zle zachované mikrofosílie, pomohli nám aj fototabulky materiálu, ktoré táto autorka spracovala z tých istých lokalít.

Podobné spoločenstvo, ako sme zaznamenali, získala P. Snopková (1981) z vrtu SV-1, ale asociácia z uvedeného vrtu obsahovala len nepatrné množstvo triletných spór (*Samarisporites*, *Anapiculatisporites*). Keďže väčšiu časť tvoria akritarchá so starším stratigrafickým rozpätím, opierala sa pri stratigrafickom hodnotení o výskyt najmladších foriem — z obdobia vrchný silúr — spodný devón (*Veryhachium* cf.

josephae Cramer, *Samarisporites*) — a o ukončenie výskytu starších palinomorf — stredný — vrchný silúr. Podľa týchto výsledkov stanovila vek skúmaných vrstiev ako vrchný silúr.

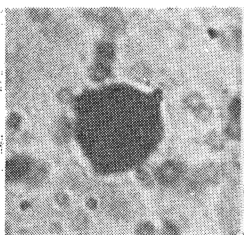
Naproti tomu vo vrte FV-1 (Blhovce, 1979) zaznamenáva autorka výskyt prevažnej väčšiny triletných spór so zložitejšou stavbou exiny, ktoré sú charakteristické pre vrchné horizonty devónu (*Calypso-sporites*, *Samarisporites*, *Hymenozonotriletes*). Na tomto základe stanovuje vek skúmaných vrstiev ako stredný — vrchný devón a predpokladá pokračovanie vývoja sedimentácie v rámci gelnickej série až do vrchného devónu (?). Pri porovnaní s vrstvami, ktoré sme skúmali, možno pre naše vzorky vylúčiť vývoj v tomto období, keďže sme v nich zaznamenali z triletných spór menšie formy s jednoduchšou stavbou (*Acanthotriletes*), príp. spóry charakteristické pre vývoj vrchného silúru — spodného devónu (*Emphanisporites*, *Retusotriletes*, *Dictyotriletes*).

E. V. Čibrikova (1977) uvádza veľmi blízke spoločenstvá nášmu z tzv. chlebo-darovskej série, charakteristickej predovšetkým výskytom triletných spór — *Brochotriletes microlacunosus* var. *antiquus* Tschibrikova, *Acanthotriletes parvispinosus* var. *rotundus* Tschibrikova, *Retusotriletes* sp., *Emphanisporites* sp. — za súčasného sprievodu skupiny *Acritarcha* — *Brochopsophosphaera diligens* var. *parva* Tschibrikova a i. Celé spoločenstvo stratigraficky zaraďuje do obdobia spodného devónu.

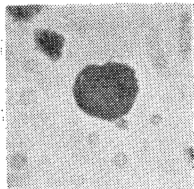
Podrobnú palinologickú a stratigrafickú charakteristiku vrstiev staršieho paleozoika gemerika podala P. Snopková — L. Snopko (1979). Pri porovnaní nami získaného spoločenstva palinomorf s asociáciami, ktoré tu vyčlenila, môžeme predpokladať u nás o niečo mladší vývoj, pretože sme zistili bohatšie zastúpenie triletných spór s výskytom v spodnom devóne. V tejto práci



1



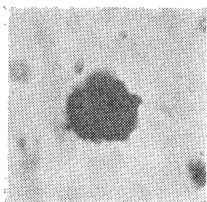
2



3



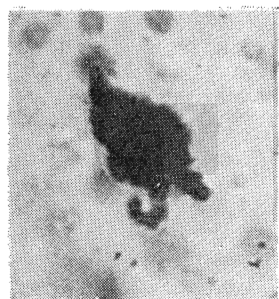
4



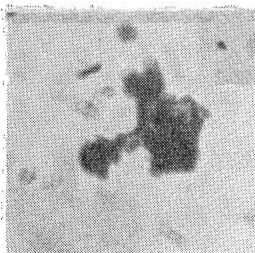
5



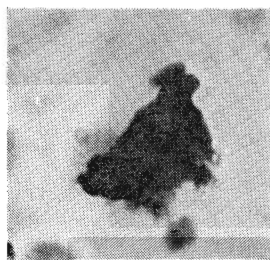
6



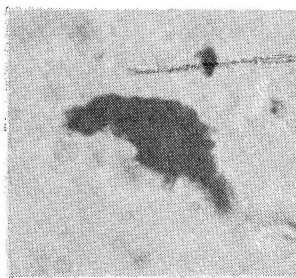
7



8



9



10

10 μ

Tab. 2. 1 — *Cymatiosphaera* cf. *litigiosa* Čibrikova, 2 — *Veryhachium* cf. *trispinosum* (Cramer), 3 — drobná sférická palinomorfa, 4 — *Acanthotriletes parvispinosus* var. *rotundus* Čibrikova, 5 — *Dictyotriletes* cf. *peculiaris* Čibrikova, 6 — cf. *Myrhystridium*, 7 — *Veryhachium* sp. 1 (Moreau-Benoit), 8, 9, 10 — neurčené formy

sa uvádzajú aj výsledky O. Čornej (1976) z oblasti Smolníka — Kotlinca, ktoré sú blízke našim (podľa nich sa horniny zaraďujú do silúru — devónu).

E. Planderová — O. Miko (1977) uvádzajú spoločenstvo z vrchného silúru — spodného devónu, avšak oveľa chudobnejšie ako naše, a preto ich možno len ťažko porovnať.

Záver

Vzorky, ktoré sme zhodnotili z lokality Kotlinec a Hrelíkov potok, sme po určení materiálu a porovnaní s výsledkami v literatúre vekovo začlenili do obdobia vrchný silúr — spodný devón. Tento predpoklad potvrdzuje jednak výskyt niektorých foriem akritarch s užším stratigrafickým rozpätím, príp. končiacim sa výskytom v tomto období, a jednak výskyt triletných spór s počiatkom rozvoja v najvrchnejšom silúre až spodnom devóne. Podrobnejšie stratigrafické členenie sa nám nepodarilo stanoviť, lebo získaný materiál bol zle zachovaný, a pri hodnotení sme často mohli určiť iba širšiu skupinu, do ktorej istá mikrofosília patrí. Rovnako sme sa mohli opierať iba o niektoré vybrané formy, keďže väčšinu palinomorf tvorili akritarchá so širokým stratigrafickým rozpätím výskytu.

Z výsledkov vychodí, že súvrstvie grafických fylítov (betliarske súvrstvie), a to najmä jeho najvrchnejšia časť — holecké vrstvy s lyditmi (Grecula, 1982) obsahujú palinomorfy vrchného silúru až spodného devónu, a to tak v južnom príkrove (medzevskom), ako aj v strednej časti rudohoria (v prakovskom príkrove). To dokumentuje synchrónny vývoj súvrstvia čiernych fylítov v celom sedimentačnom priestore gemerika, a to v podstate v jednom stratigrafickom diapazóne.

LITERATÚRA

- Aspects of palynology. New York, London, Sydney, Toronto 1970, pp. 163—219.
- Cramer, F. H. 1964: Microplankton from three paleozoic formations in the province of León, NW Spain. *Leidse geol. Meded.*, 30, s. 253—361.
- Čibriková, E. V. 1972: Rastiteľnyje mikrofosilii južného Urala i Priurala. *Moskva, Izd. Nauka*, s. 1—221.
- Čibriková, E. V. 1977: Stratigrafija devonských i boleje drevnich paleozojskich otloženij južného Urala i priurala. *Moskva, Izd. Nauka*, s. 1—190.
- Čorná, O. 1969: Bemerkungen zur Verbreitung Palynologischer Mikrofossilien vom Präkambrium bis zum Unterkarbon. *Geol. zbor., Geologica carpath. (Bratislava)*, 20, 2, s. 399—416.
- Eisenack, A. — Cramer, F. H. 1973: Katalog der fossilen Dinoflagellaten, Hystriosphären und verwandten Mikrofossilien. 3. Acritarcha. 1. Stuttgart, S. 1—1104.
- Grecula, P. — Varga, I. 1977: Súčasný pohľad na stratigrafiu a tektoniku gemeríd. *Geologický prázekum*, XIX., 9, s. 259—261.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotransverse. *Mineralia slov.*, 11., 5., s. 389—403.
- Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slovaca, Monografia*, s. 1—264.
- Moreau-Benoit, A. 1974: Recherches de palynologie et de plantologie. *Mem. Soc. geol. mineral. (Bretagne)*, 18, Rennes, pp. 1—248.
- Planderová, E. — Miko, O. 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporíd na základe peľovej analýzy. *Mineralia slov.* 9, s. 275—292.
- Snopková, P. 1979: Výskyt strednodevonských palinomorf vo vrte Zelený Háj-1. *Geologické práce, Spr.* 73, GÚDŠ, Bratislava, s. 237—240.
- Snopková, P. — Bajaník, Š. 1979: Preukázanie devónu (givetien — frasnien) vo vrte FV-1 (Blhovec). *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 72, s. 7—18.
- Snopková, P. — Snopko, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v SGR na základe palinologických výsledkov (ZK, paleozoikum). *Západné Karpaty, sér. Geol.*, 5, s. 57—102.
- Snopková, P. — Ivanička, J. 1981: Silúrsky vek fylítov z vrtu Stará Voda — SV-1. *Geol. práce, Spr.* (Bratislava), 75, s. 19—26.

Palynological evaluation of samples from Hrelíkov potok and Kotlinec localities, Lower Paleozoic of the Gemeric unit

MÁRIA PAPŠÍKOVÁ — PAVOL GRECULA

For palynological evaluation of some horizons of Lower Paleozoic age in the Spiš-gemer Ore Mts., lydite and graphite phyllite samples have been collected from outcrops on the Kotlinec and Hrelíkov potok localities representing two different nappe structures, the Medzev (Kotlinec locality) and Prakovce (Hrelíkov potok) nappes respectively (Grecula 1982).

Samples have been submitted to laboratory maceration procedure using HCl and HF and further exposed to oxidation and heavy liquid action (bleaching and cleaning of the organic matter). Stable preparations for microscopic study were made from treated macerates.

Alltogether 43 palynomorphs and other microfossils have been identified. The most frequent group found in the samples were Acritarcha (30 genera and species), whereas further 10 genera and species of spores, structural kerogene, algae and palynomorphs of uncertain origin complete the assemblage. From both localities, richer samples for palynomorphs have been obtained from Kotlinec locality with 34 forms whereas only 17 forms occur in samples taken on the Hrelíkov potok locality.

Stratigraphical evaluation was made together for both localities as the microfloristic assemblages appeared to be very similar.

Based on biostratigraphic tables and literature data, the horizons investigated represent Upper Silurian to Lower Devonian. Such age is substantiated namely by the occurrence of some genera and species of restricted stratigraphical span: *Veryhachium* cf. *josephae* Cramer, *Hyrteosphaeridium* cf. *trivialis* (Timofeev) Tschibrikova, *Cymatosphaera* cf. *litigiosa* Tschibrikova and others. Besides these, the development of some forms falls already into the Lower Devonian, namely of trilete spores as *Emphanisporites*, *Samari-sporites*, *Retusotriletes*, *Brochotriletes*, *Dic-tyotriletes* and *Acanthotriletes*.

Owing to bad preservation of the investigated material, a further improvement of stratigraphical evaluation was impossible.

Correlations of obtained data with results from other areas proved the previous stratigraphical assessment of the respective horizons. Similar assemblages were found e. g. by P. Snopková in the Spiš-gemer Ore Mts. and by E. V. Tschibrikova in the Kľebodarov series of the USSR.

Results obtained point to synchronous development of the black slate complex in the entire sedimentary space of the Gemeric unit representing, in fact, a sole stratigraphic span.

Preložil I. Varga

DISKUSIA

Návrh na novú tektonickú nomenklatúru základných tektonických elementov Západných Karpát

MICHAL MAHEL

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 6. 7. 1983

Предложение на новую тектоническую номенклатуру основных тектонических элементов Западных Карпат

В работе дана категоризация тектонических элементов и предложение на терминологию.

Proposal of the new tectonic nomenclature of basic tectonic elements in the West Carpathians

The paper gives categorization of tectonic elements together with proposals for new terminology.

Vplyv nových myšlienkových prúdov známych ako nová globálna tektonika vedie aj k hľadaniu užších väzieb Západných Karpát so segmentmi alpíd, a teda aj k hľadaniu a nadväznosti ich tektonických jednotiek. Aj v našej literatúre sa objavili viaceré vývojové aj štruktúrne modely prenesené z iných segmentov, hlavne z Álp, a s nimi aj nové názvy základných pásiem a tektonických jednotiek.

Používajú sa také názvy, ako sú severopenninské a južnopenninské, spodnoaustroalpínske, strednoaustroalpínske príkrovy, ba dokonca aj ligurské jednotky (Leško — Varga, 1980). Ďalšiu skupinu tvoria názvy prenesené z rumunských Karpát, a

to moldavidy a dacidy (Sandulescu, 1975; Sandulescu in Debelmas et al., 1980).

Vznikla otázka, ktoré z uvedených termínov sú vhodné, v akom súlade je to so vžitými termínmi, ako je tatrikum, veporikum, gemerikum, ale aj krížňanský príkrov, chočský príkrov, magurský príkrov a pod.

Správnu odpoveď na takúto otázku možno dať iba po uvedení si postavenia Západných Karpát v alpínskom systéme a genetických aj štruktúrnych vzťahov k tým klasickým elementom, ktorých názvy sa k nám prenášajú. Ale to samo osebe nestačí; je nevyhnutné tektonické elementy kategorizovať, aby sa na jednu

úroveň kládli len rovnocenné elementy.

Západné Karpaty ako súčasť alpínskeho systému majú predovšetkým s Východnými Alpami, Apusenskými vrchmi a Východnými Karpatmi, ako aj s ďalšími segmentmi alpid rovnaký vývinový trend, ale sú hlavne s týmito susednými segmentmi aj niektorými geotektonickými zónami pospájané. Ako každý segment alpid majú rad osobitostí, nevynímajúc ani priebeh istých geotektonických zón vo viacerých segmentoch. Medzi osobitosti patria hlavne tektonické jednotky. Príkladom spájajúcich pásiem je napr. flyšové pásmo, spoločné pre Východné Alpy, Západné Karpaty aj Východné Karpaty. Ale po dĺžke mení nielen svoj obsah, ale aj štruktúrne členenie. Flyšová geosynklinála bola zrejme odlišne členená a vykazovala aj niektoré osobitosti vývoja v jednotlivých úsekoch. V duchu princípov novej globalnej tektoniky sú to hlavne oceanické, sčasti paraoceanické trogy, ktoré majú výraznejšiu priebehovosť. Takým je penninikum, ale v samotných Alpách je príkladom značných zmien po dĺžke. Preto aj keď predpokladáme jeho pokračovanie v Západných Karpatoch, nehovoríme o južnom penniniku či o piemontskej jednotke, ale o váhiku s takým charakteristickým elementom, akým je klapský príkrov, a s takým výrazným štruktúrnym sprievodom, ako je bradlové pásmo (Maheľ, 1981).

O nadväznosti medzi podstatnou časťou centrálnokarpatských a oberostalpínskych elementov vo Východných Alpách rovnako niet pochyb, a predsa sú známe rozdielne názory na väzby tektonických jednotiek, ale dokonca aj elementov vyššieho radu základných pásiem. Napr. tatrikum značná časť geológov donedávna považovala za špecifikum Západných Karpát pre jeho morfoštruktúrne a štruktúrne osobitosti, ale dnes sa náhľady postupne zjednocujú a ide podľa nich o pokračovanie „Unterost-

alpinu“, aj keď veľmi osobitného v každom segmente. Najviac spoločných znakov majú jednotky vrchného oberostalpinu s gemerikom (Andrusov, 1968; Tollmann, 1969). Aj tu je však odlišný nielen súbor tektonických jednotiek, ale aj ich postavenie a vnútorná stavba. Stačí poukázať na to, že drobová zóna (Grauwackenzone) v Alpách, blízka našej megaantiklinále Volovca, je súčasťou pripovrchových príkrovov Oberostalpinu, v Západných Karpatoch ich zázemím a navyše je vystužená rozsiahlym granitoidným masívom (Maheľ, 1983). Naopak, funkciu podstavca pripovrchových príkrovov miesto drobovej zóny zastupuje v Západných Karpatoch mohutná melafýrová séria, v Alpách bezvýznamná. Alebo vezmime taký krížňanský príkrov a jemu v Alpách analogický frankenfelský príkrov. Každý z nich má iné postavenie, ale aj genetické vzťahy. Krížňanský príkrov je genetickou súčasťou veporika, ktoré je analogické mittelostalpinu. Frankenfelský príkrov je naopak súčasťou oberostalpinu (Maheľ, 1964, 1983; Prey, 197).

Rozdiely, ktoré sú medzi štruktúrnymi elementmi Východných Álp a Západných Karpát, vedú napokon k tomu, že aj keď sa vzťahy nestrácajú zo zreteľa, používa sa vlastná nomenklatúra. Veď aj v alpskej literatúre sa pre Východné Alpy udomácnili také termíny, ako je Unterostalpin, Mittelostalpin a Oberostalpin (Tollmann, 1964, 1978); pre západnejšiu časť, kde majú tieto elementy podstatne jednoduchšiu stavbu a menší rozsah, sa používajú termíny: spodný a vrchný austroalpin (Trümpy, 1980).

Zavádzanie jedných či druhých názvov do karpatskej literatúry v čase, keď sa poznanie odlišností z roka na rok prehĺbuje, je anachronizmom. Lenže nejde iba o formálnu stránku. Takýto prístup, späť s negáciou odlišností vývoja aj osobitostí stavby, nesie so sebou také chyby, ako je zaradenie predmezozoických komplexov

veporika aj gemerika do penninika, s ktorým nemajú nič spoločného (Leško — Varga, 1979). To zapríčiňuje, že sa v záujme jednotnosti západokarpatského modelu so západoalpiským dávajú na rovnakú úroveň elementy s odlišným postavením v štruktúrnom pláne, ale aj s odlišným súborom facií či tektonogrup, prosto elementy odlišného významu.

Lenže prístup, pri ktorom vedľa zreteľov jednotnosti vývojového trendu i geosynklinálneho systému zohľadňujeme významné odlišnosti, nedovoľuje nám ani prijať pre čs. flyšové Karpaty pomenovanie moldavidy.

Flyšové pásmo Východných Karpát, aj keď je nepochybne pokračovaním zo Západných Karpát, má vlastný súbor tektonických jednotiek, zložený zo skupiny vonkajších neoalpínskych jednotiek (od severu na juh: marginálna jednotka, Tarcau, Curbicorticala, Audia) označovaných ako moldavidy (Sandulescu, 1975). Ale súčasťou flyšového pásma je aj južnejšie rozložená skupina (paleoalpínskych — mezoalpínskych) jednotiek — príkrov „čierneho flyšu“, Ceahlau, Baraolt. Aj tie buduje hlavne flyš staršieho štádia flyšovej geosynklinály — titónsko-spodnokriedový predflyš a flyš. M. Sandulescu (in Debelmas et al., 1980) túto časť flyšového pásma označuje už ako vonkajšie dacidy. V Západných Karpatoch analogické súbory facií — tektonogrupy, aké budujú vonkajšie dacidy, predstavujú spodnú štruktúrnú etáž neoalpínskych jednotiek, vekom blízkych moldavidám. Navyše pre Západné Karpaty je charakteristický predovšetkým magurský príkrov, rozložený vo Východných Karpatoch v pásme vnútorných jednotiek. Vývoj jednotnej flyšovej geosynklinály v jej západnom (západokarpatskom) úseku prebieha odlišne ako vo východokarpatskom úseku, kde boli jednotlivé štádiá rozložené vedľa seba; polarita bola výraznejšia. Aj časový prie-

beh vrásnenia, tvorcu tektonických jednotiek medzi západokarpatským a východokarpatským úsekom flyšového pásma, bol odlišný. Preto termín moldavidy nemôžeme akceptovať. Ale pre flyšové pásmo, ale aj pre ďalšie pásma sa žiada adekvátne pomenovanie. Zrejme dnes v štruktúrnotektonickej terminológii s morfoštruktúrnymi termínmi nevystačíme, ako je flyšové a bradlové pásmo. Popri nich sa žiadajú štruktúrnogenetické termíny. Osobitne akútne je to pri bradlovom pásme, ktoré je súborom geneticky odlišných jednotiek. A ešte menej vhodný je termín vnútorné dacidy (Sandulescu, 1975; Sandulescu in Debelmas et al., 1980) pre centrálné Karpaty, ktorý vyplýva síce z rovnakého paleoalpínskeho veku vrásnenia, bez priameho prepojenia so severnými Apusenskými vrchmi (Sandulescu, 1975; Bleahu, 1976). Vychádza sa pritom z istých analógií v stavbe bihorského masívu a tatrika (sú hrubé) a zo znakov analogickej stavby medzi chočsko-gemerickým systémom a Codru — Arieșani — Dieva. Lenže už jura má celkom iný vývoj aj iný podiel v stavbe obidvoch segmentov. Predpokladáme, že už v jure medzi segmentom Apusenských vrchov a Západných Karpát existoval priečný rozmedzujúci element, azda predchodca szolnockého trogu, ktorý ich oddeľoval. Najvýraznejší rozdiel medzi severnými Apusenskými vrchmi a Západnými Karpatmi je vo vrchnej kriede a v paleogéne. Severné Apusenské vrchy naprieč pretína prelom s depresiami gosavského typu so sprievodom banatitov. Pre Západné Karpaty sú charakteristické včasné lineárne depresie, tylový prehyb neskorotektonického centrálnokarpatského — podhľadného flyšu, takého, ako v rumunských Karpatoch sprevádza východokarpatské kryštalinicko-mezozoické pásmo. Ono predovšetkým vytvára kulisovité rozložené predĺženie centrálnych Karpát, a nie Apusenské vrchy (Maheľ, 1973).

Štruktúrne členenie Západných Karpát

Už z uvedeného vychodí, že viaceré nejasnosti v terminológii vyplynuli z toho, že sa nepoužívajú genetické názvy pre všetky štruktúrne elementy. Osobitne potrebným sa to ukazuje pri zostavovaní novej syntézy Západných Karpát. Ale nevyhnutným predpokladom je vykonanie kategorizácie štruktúrnych elementov. Tá sa síce ujíma, ale dosť spontánne. To, že jej niet, spôsobuje, že sa do jednej kategórie zaraďuje celok aj jeho časť, napr. veporikum a fatrikum (= križňanský príkrov v jeho klasickej forme).

Za prirodzené kategórie v alpidách považujeme: 1. suprapásma či geotektonické zóny, 2. základné pásma, 3. kmeňové jednotky (príkrovy), 4. čiastkové jednotky (príkrovy).

a) Suprapásma sú najvyššou kategóriou elementov v morfoštruktúrnom aj štruktúrnom pláne. Vo vývoji predstavujú jeden typ geosynklinály a vzhľadom na uplatnenie sa polaritu reprezentujú istú etapu vývoja karpatského systému.

Donedávna sa ako také pokladali vonkajšie a vnútorné Karpaty, ale ostatné desaťročia ukázali, že ku Karpatom treba počítať aj Bukové hory, s výraznými osobitosťami vývoja aj stavby územia už od rožňavskej línie na J. Preto Západné Karpaty členíme (Maheľ, 1975) na vonkajšie, centrálne a vnútorné Karpaty. Pomaly sa pre tieto suprapásma začína udomáčňovať v termínoch prípona -idy (napr. búkkidy). Preto navrhujeme nasledujúce názvy:

vonkajšie Karpaty — polonidy
centrálne Karpaty — slovakidy
vnútorné Karpaty — panonidy

b) Druhou kategóriou sú základné pásma, také ako je tatrikum, veporikum, gemerikum, ustálené historickým vývojom. Prípona -ikum sa zdá pri nich príliehavá (Andrusov, 1958).

Analogicky prichodí pomenovať aj jednotlivé pásma vonkajších Karpát.

Vo vonkajších Karpatoch — polonidách sú dávno známe tieto významné genetické pásma:

— Flyšové pásmo beskydikum: názov je nielen príliehavý, lež aj historický, používal ho už V. Uhlig.

— Pre klasické jednotky bradlového pásma zavádzame názov oravikum, a to namiesto pieninského pásma či pieninika, ktoré príliš pripomína penninikum, ba sa s ním neraz aj zamieňa. Pritom pieninské pásmo je analógom iba malej, strednej časti penninika, navyše sa k nemu priradzovali flyšové komplexy, ktoré sa dnes zaraďujú do váhika.

— Váhikum je nový názov (Maheľ, 1981) pre klapský príkrov a vrehnokriedové aj paleogénne flyše pribradlovej zóny včítane starších predstrednokriedových elementov vývinom blízkych južnému penniniku prekrytých príkrovmi tatrika.

Pre čelnú predhlbeň špecifickú svojím vývinom navrhujeme pomenovanie palavikum.

Vo vnútorných Karpatoch — panonidách prichodí vyčleniť prinajmenej tri základné pásma:

slanikum — na S od kryštalinika vrchov Upony a Szendrő (Maheľ, 1982),

búkkikum — pásmo Bukových hôr,

hungaricum — pásmo Mesceku a Vilány.

Každé zo základných pásiem má osobitosti v obsahu, vývoji, v prejavoch deformácie a štruktúrneho plánu, teda aj svojský typ príkrovov, tektonických jednotiek. Pritom štruktúrne elementy tohože základného pásma sú geneticky späté, spravidla na seba nadväzujú a vytvárajú jednotnú prirodzený celok s charakteristickými osobitosťami.

c) Treťou kategóriou sú kmeňové tektonické jednotky, príkrovy celokarpatské.

ského významu s výraznými obsahovými aj štruktúrnymi znakmi. Vďaka charakteristickým znakom počítame medzi ne klasické západokarpatské príkrovy, niektoré vyčlenené už v prvom období nástupu príkrovovej teórie. Takými sú (aj keď sa názvy menili): chočský, križňanský, magurský, sliezsky a podsliezsky príkrov. Medzi takéto príkrovy patrí aj spišský príkrov, ktorý predpokladal už V. Limanowski. Zahŕňa čiastkové príkrovy: besnícky, muránsky, strážovský a vyššie sub-tatranské. Do tejto skupiny treba zahrnúť aj sústavu príkrovových šupín tatrika a soklové príkrovy — krakľovský a kráľovo-hoľský.

Každý z týchto príkrovov má vo svojom obsahu súbor facií — tektonogrupy, ktoré naznačujú jeho paleotektonické postavenie v alpínskej geosynklinále a aj štruktúrne vykazujú svojské znaky; má celokarpatský význam. Napr. chočský príkrov vykazuje mocný trias severoobertalpínskeho typu, je typom strižného príkrovu pozdĺž celých centrálnych Karpát. Križňanský príkrov má popri karpatskom type triasu výrazné jurské až spodnokriedové členy zväčša trogového typu, ale sprevádzané aj svažovými typmi a je v podstatnej časti vrásovým príkrovom. Magurský príkrov je predovšetkým z mocného paleocénno-eocénneho, sčasti vrchnokriedového flyšu; svojim štýlom vykazuje vzťah k štruktúrnym elementom podložia. Pri centrálno-karpatských pripovrchových príkrovoch poznáme ich nadväznosť na soklové príkrovy, s ktorými spolu vytvárajú jednotku vyššieho radu. Križňanský príkrov teda nemožno stotožňovať s veporikom, je radovo nižší, je jeho súčasťou. Nazývať ho tatrikom (Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973) znamená vyradiť ho geneticky z veporika a povýšiť do vyššej kategórie, aká mu nepatrí. Nemožno ho pokladať za reprezentanta tatrika, resp. veporika rovnocenného základného pásma, ani za ultra-

tatrikom (Biely — Fusán in Gangrelidze et al., 1980). To platí aj o chočskom príkrove, nazvanom hronikom, príp. ultraveporikom; je genetickou súčasťou gemerika s koreňovou zónou azda v najsevernejšej gemerickej črmeľskej skupine a šupine hámoerských vrstiev.

d) Štvrtou kategóriou sú čiastkové jednotky — príkrovy (resp. časti kmeňového príkrovu), štruktúrne elementy nižšieho radu, charakteristické osobitosťami vývinu a niektorými sekvenciami. Štruktúrne sú samostatné, ale iba v rámci kmeňového príkrovu. Najčastejšie sú to tzv. faciálne čiastkové príkrovy s paleotektonicky odlišnou skupinou členov. Náznorným príkladom sú čiastkové príkrovy — súčasť križňanského príkrovu s jednotným triasom, ktorý tvorí základovú časť príkrovu. Sekvenciou jury a spodnej kriedy sa odlišujú lokálne príkrovy, niektoré viac, iné menej. Takými je vysoký, beliansky príkrov, ťurčianska šupina, čiastkový príkrov Havrana, ale aj čiastkový príkrov Veľkého boka, hrabkovský príkrov a pod. Rozsah štruktúrnej samostatnosti čiastkových príkrovov je rozličný. Osobitné postavenie má manínsky príkrov, ktorý je v paleoalpínskom pláne čiastkovým elementom križňanského kmeňového príkrovu. Jeho štruktúrna samostatnosť sa zvýraznila za mezoalpínskeho (laramského) vrásnenia. Niektoré čiastkové príkrovy sú výsledkom paleotektonického vývoja, a tým aj odlišností súboru facií (faciálne príkrovy), ďalšie vyplývajú z rozdielov vývoja v jednotlivých úsekoch, a tým zo zmien v laterálnom smere (podsliezsky príkrov), iné zase zo zmien naprieč geosynklinál (sliezsky a magurský príkrov; Maheľ, 1982).

Koncepcia, ktorá sa zvyčajne spája s menom D. Andrusova — jej upravovateľa, modernizátora, ale aj tvrdého kodifikátora, mala racionálny základ už na začiatku tohto storočia v koncepcii V. Uhliga a upravovateľa M. Lugeona a V. Limanov-

ského. Rad jej základných „kameňov“ zostáva „neotrasiteľný“, vcelku však, a to aj zásluhou nových poznatkov a prístupov, sa vyžaduje prestavba celej koncepcie a s ňou aj nomenklatúry.

Koncepcia sa nerodí zo dňa na deň, a to platí aj o nomenklatúre. Tu predkladáme na posúdenie nomenklatúru a v zápätí aj novú koncepciu vývoja a stavby Západných Karpát vo vedomí potreby, ba nevyhnutnosti dopracovať ju, príp. upraviť a doplniť, ale v presvedčení, že stará koncepcia je už dávnejšie priúzká, ba v mnohom smere vylučujúca „vtelenie“ nových poznatkov, a hlavne neplodná, neschopná dávať nové podnety výskumu, už dávno neplní mobilizačnú funkciu vlastnú každej progresívnej koncepcii.

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. *Bratislava, VSAV*. 118 S.
 Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fússán, O. 1973: Outline of the structure of

- West Carpathians. *Xth Congres Carpathian-Balkan Association. Bratislava, GUDS*, 44 p.
 Bleachu, M. 1976: Structural position of the Apuseni mountains in the Alpine system. *Rev. roum. Géol. Géophys. Géogr., Sér. Géol.*, t. 20 n° 1, pp. 7—19.
 Debelmas, J. — Oberhauser, R. — Sandulescu, M. — Trümpy, R., 1980: L'arc alpine-carpathique; Geologie des chaînes alpines issues de la Thethys. *BRGM, Paris*, p. 86—96.
 Leško, B. — Varga I. 1980: Alpine elements in the West Carpathians structure and their significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 97—130.
 Maheľ, M. 1975: Postavenie gemerika. *Mineralia slov.*, 3, 7, s. 33—52.
 Maheľ, M. 1981: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. *Mineralia slov.*, 13, s. 289—306.
 Maheľ, M. 1982: Prikrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 14, s. 1—40.
 Maheľ, M. 1983: Beziehung Westkarpaten-Ostalpen, Position des Übergangs-abschnittes-Deviner Karpaten. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*. 34, 2, S. 131—149.
 Sandulescu, M. 1975: Essai de synthese structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France*, 17, p. 299—358.
 Tollmann, A. 1963: Ostalpen-Synthese. *Wien*. 226 S.
 Tollmann, A. 1969: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. *Geologie (Wien)*, 18, 10, S. 1131—1155.
 Trümpy, R. et al. 1980: An outline of the geology of Switherland. *Basel — New York*.

Proposal for tectonic nomenclature

MICHAL MAHEĽ

As natural categories in the Alpides we consider:

1. suprazones or geotectonic zones
2. fundamental zones
3. primary units (nappes)
4. subordinate units (nappes).

1. The suprazones or geotectonic zones are characterized by a particular morphostructural and structural plan; each represents a different type of geosyncline, a different stage of development of the Carpathian system. In the West Carpathians are there such suprazones: outer, central and inner,

also designated as the Outer, Central and Inner Carpathians. The ending —ides is used for them, analogically as the Moldavides, Dacides in the East Carpathians. It would be suitable to give similar names also to the West Carpathian suprazones, therefore we propose:

- for the Outer Carpathians — Polonides,
- for the Central Carpathians — Slovakides,
- for the Inner Carpathians — Panonides.

2. The fundamental zones display every particularities of content, development, manifestations of deformation and the struc-

tural plan and thus also a particular type of nappes, tectonic units. The structural elements of the same fundamental zone are genetically linked, usually connected with one another and form a homogeneous natural whole with characteristic particularities.

For this category the terms with the ending — cum are established. An example are: the Tatricum, Veporicum and Gemericum in the Central Carpathians — the Slovákides. We propose to distinguish for the Outer Carpathians-Polonides:

Beskydicum — Flysch Belt of the West Carpathians, Oravicum* — classical units of the Klippen Belt, Váhicum.

For the Inner Carpathians two fundamental zones may be distinguished:

Slanicum — north of the Upony and Szendrő crystalline complex (M. Maheľ 1982),

Bükkicum — zone of the Bukové vrchy mountains.

Hungaricum — zone of Mecsek and Vilány.

3. Primary tectonic units — nappes are of throughout West Carpathian importance, display distinct content and structural features. They are mostly the classical units, nappes, the Choč, Krížna, Magura, Silesian, Subsilesian, also Spiš nappes (including the

Besnik, Muraň, Drienok, Strážov and other higher Subatric nappes). To the fundamental units also two groups of the Tatricum nappes and basement nappes in the Veporicum: the Krakľová, Kráľová hora nappes and the Volovec unit in the Gemericum belong.

4. Subordinate units-nappes are parts of the primary nappes. Structurally they are elements of lower order, characterized by particularities of development and structure. Most often they are so called facial subordinate nappes, with a paleotectonically different group of members. A clear example are subordinate nappes in the frame of the Krížna nappe with different developments of the Jurassic and Lower Cretaceous: the Vysoká, Belá nappes, Ďurčiná slice, Havran nappe, also Veľký Bok nappe. The degree of structural independence of individual subordinate nappes is various. A whole series of subordinate nappes or nappe slices is in the Tatricum. Of particular position is the Manín nappe in the Palealpine plan, a subordinate element of the Krížna primary nappe. Its structural independence was stressed in the time of the Mesoalpine (Laramide) folding.

The structural distinctness of the Tešín subordinate nappe is a result of the Late Styrian overthrust, with which the lower "étage" of the primary Silesian Early Styrian nappe was getting independent.

Translated by J. Pevný

AKTUALITA

Chapmanit z Pezinka

STANISLAV POLÁK

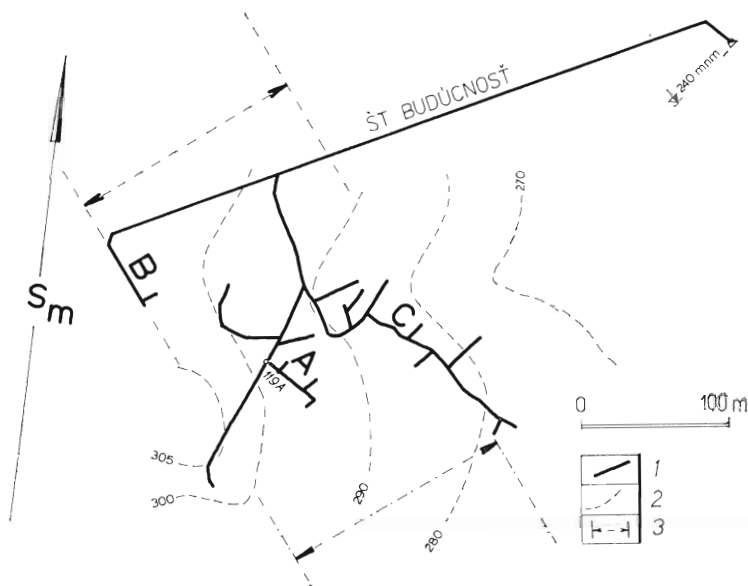
Chapmanite from Pezinok (SW Slovakia)

Strikingly green coatings and crusts, found during the drive of mining works on the antimony-arsenic-gold prospect of the Pezinok-Kolársky vrch area about 50–60 m below the surface, have been identified as chapmanite using X-ray diffraction and chemical analytical data. It is supposed that chapmanite is the hypergenous product of the lower portion of the oxidation zone.

Pri prieskumných banských prácach v juhovýchodnom pokračovaní Sb-As-Au rudného tahu Pezínok-Kolársky vrch sa na puklinách rozličných hornín v štolni Budúcnosť sporadicky objavoval neznámy výrazne olivovozelený práškovitý povlak a tenká kôra. Pri sledovaní polohy čiernych bridlíc s impregnáciami pyritu, postupne prerázanými až zastupovanými alterovanými granodioritmi (miestami s výraznou impregnáciou zlato-nosného euhedrálneho arzenopyritu a zrnkami pyritu) od p. b. 119 A na JV (obr. 1),

(dr. Rušová) umožňovala voľbu medzi izoštruktúrnymi minerálmi chapmanitom a bis-mutoferitom. Neprítomnosť Bi a zvýšený obsah As popri obsahu Sb (nad 1 ‰) naznačuje, že najpravdepodobnejšie ide o arzenonosný chapmanit $\text{Fe}_5\text{Sb}_2\text{Si}_5\text{O}_{20} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$. Optickú identifikáciu minerálu sťažuje extrémna jemnosť agregátov.

Pozícia arzenonosného chapmanitu v sukcesii tunajších Sb-As-minerálov nie je ešte vyriešená, lebo v miestach jeho výskytu nie sú známe ostatné typické najmladšie generácie



Obr. 1. Výskyty chapmanitu (A) v štolni Budúcnosť v Pezínku. 1 — priebeh banských diel štolne Budúcnosť, 2 — výškové vrstevnice povrchu, 3 — rudný tah Sb-As-Au Pezínok, Kolársky vrch, B — Zlatá žila (As-Au), C = komplexné Sb-As-Au zrudnenie na čiernej poruche Fig. 1. Chapmanite occurrence (A) in the Budúcnosť adit in Pezínok. 1 — mining workings of the Budúcnosť adit, 2 — contour lines of altitude, 3 — the Pezínok-Kolársky ore prospect (Sb-As-Au ores), B — the Zlatá (gold) vein, C — compound mineralization (Sb-As-Au) on the "black" fault

bol výskyt povlaku mimoriadne nápadný. V tomto mieste nesporne išlo o najmladšiu generáciu minerálov objavujúcu sa na polo-otvorených puklinách a v brekciovitých partiách granodioritov, ale aj čiernych bridlíc s pyritom. Vzhľadom na pomerne malú hĺbku pod povrchom (50 až 60 m) nebolo možno vylúčiť, že ide o neznáme hypergénne produkty, aj keď ostatné typické indicie v podobe rozličných oxidických minerálov Fe^{+3} tu nemôžno vôbec pozorovať. Orientačná spektrálna analýza naznačovala, že by mohlo ísť o zmes ílovitých minerálov so skoroditom.

Rtg identifikácia v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu v Spišskej Novej Vsi

Sb zrudnenia a ani jasné hypergénne produkty. Napriek tomu, že jeho výskyty ležia mimo okruhu recentnej perkolácie povrchovými vodami a zrejme nesúvisia ani s hlavným Sb zrudnením na tejto štolni, predpokladáme, že ide o lokálne produkty z tesného podložia hypergénnej zóny. Otázne je aj to, do akej miery môže tento minerál (teoreticky obsah Sb 24 ‰) ovplyvňovať bilanciú Sb pri litogeochemických prácach alebo aj v rudných materiáloch.

V sledovaní a riešení pozície chapmanitu sa bude pokračovať.

Geologický prieskum
Bratislava

Poznámky k tektonickej nomenklatúre

(Diskusia k článku akademika Maheľa Návrh na novú tektonickú nomenklatúru základných tektonických elementov Západných Karpát)

PAVOL GRECULA

Geoprieskum, Geokonsult, Garbanova 1, p. p. 7, 040 11 Košice

Potreba správnej a ustálenej tektonickej terminológie sa v dôsledku výrazného pokroku v tektonických disciplínach stáva akútnou. Niektoré nedostatočne definované termíny sa totiž začínajú svojsky vysvetľovať a interpretovať, a to, žiaľ, často bez poznámok autora, v akom zmysle istý termín či názov používa. Na druhej strane sa množia synonymá už vžitých alebo starších názvov bez redefinície či dostatočného zdôvodnenia a faktologických údajov (príklady uvádza akademik Maheľ). Autori nových pomenovaní by mali rešpektovať tak odborné názvoslovie, ako aj geografické a jazykové zásady tvorby nových názvov a termínov. Geologické vedné odbory nemôžu ignorovať požiadavku jazykovej ústrojnosti termínov, ale ani porušovať kultúru slovenčiny v odborných textoch a prejavoch. Každý čitateľ geologických textov ľahko usúdi, že slovenská geologická terminológia nie je doteraz na žiadateľnej úrovni, čo sa najmarkantnejšie prejavuje pri práci redakčných rád, redakcií a recenzentov. Keďže terminologické geologické komisie nie sú aktívne alebo ani neboli ustanovené, tento problém bude zrejme trvať, ba sa môže ešte prehĺbiť. To,

pochopteľne, nie je priaznivá prognóza.

Veľmi si preto vážime iniciatívu akademika Maheľa zverejniť úvodný článok do diskusie o tektonickej nomenklatúre. Mal by nájsť živú ozvenu u všetkých geológov, od ktorých sa očakáva aktivita aj v otázkach terminológie a nomenklatúry, a to nielen tektonickej. Tvorivá práca širokého okruhu aktivistov by mala vyústiť do definitívneho slovenského tektonického názvoslovie a tektonickej terminológie, ktorá by prípadne obsahovala aj adekvátne cudzojazyčné ekvivalenty slovenských pomenovaní alebo termínov.

Podstatná časť názvov a termínov, ktoré akademik Maheľ v predložennom návrhu uvádza, vychádza z logických úvah opretých o geologické poznanie, ale berie do úvahy aj historické aspekty, ba ich rešpektovanie pokladá za nevyhnutné. Pri navrhovaní istých zásad tvorby nových tektonických názvov by sa azda žiadalo už v tomto štádiu stanoviť prísnejšie kritériá, čo zvyšuje náročnosť práce, ale aj trvácnosť nových pomenovaní a obsahovej náplne istých termínov.

Používanie termínov utvorených slovo- tvornou príponou *-idy* a *-ikum* sa nám

nevidí jednoznačné. Napr. termín alpidy je hlavne štruktúrno-genetickým pomenovaním tektonických jednotiek sformovaných počas alpínskych orogénnych fáz tvoriacich súvislé horské pásmo (Alpy, Karpaty) a morfológicky sformovaných hlavne v neoidnej ére, ale do alpíd (alpídnych segmentov) sa zaraďujú aj dinaridy, helenidy a pod., teda opäť alpínsky sformované tektonické jednotky (napr. v Dinariských vrchoch, podľa čoho dostali pomenovanie dinaridy). Z toho vyplýva nejednotnosť v používaní termínov na -idy. Alpidy všeobecne pomenúvajú horstvá budované tektonickými jednotkami sformovanými v alpínskom orogéne, ktorý vtlačil dominantnú tektonickú črtu (štýl stavby) istému regiónu, ale dinaridy zahŕňajú rozličné tektonické jednotky (taktiež s tektonickým štýlom alpínskeho orogénu), ale v jednom horskom systéme. Názvy moldavidy, dacidy — a v návrhu akademika Maheľa aj búkkidy, slovakidy a goralidy — zahŕňajú už širšie jednotky (v zmysle navrhovanej terminológie suprapásma). V literatúre sa dokonca často stožňujú alpidy s Alpami.

Z toho vychodí, že doterajšie používanie termínov utvorených slovotvornou príponou -idy nie je jednotné a ich zavedenie je nie iba z jazykového, ale aj z odbornoterminologického hľadiska nie celkom správne.

Tento aspekt treba mať na zreteli aj v predloženom návrhu pomenovaní tektonických jednotiek a pri diskusii k tejto téme. Treba rozhodnúť, akú tektonickú kategóriu budú označovať termíny na -idy:

— či horstvá ako samostatné morfológické megacelky s typickým geologicko-tektonickým vývojom a stavbou, napr. dinaridy, helenidy, balkanidy, ale potom aj karpatidy a alpidy,

— alebo súbor tektonických jednotiek s dominantným štýlom stavby príslušného orogénu, napr. kaledonidy, variscidy, alpidy.

Prikláňame sa k druhej alternatíve a na vyjadrenie tektonických fenoménov v príslušných morfológických megacelkoch navrhujeme používať ich orografické označenie tak, ako sa bežne používa v zahraničnej literatúre, t. j. Alpy, Karpaty, Balkán a pod.

Tektonické jednotky nižšej kategórie by sa mohli označovať termínmi utvorenými slovotvornou príponou -ikum. Označovali by veľké tektonické jednotky (tektonické provincie) istého horstva, resp. príslušného orogénneho pásma (napr. alpíd), ako napr. bukovikum, veporikum, tatrikum, váhikum, a teda aj oravikum (ako to navrhuje akad. Maheľ). Tieto tektonické provincie by zahŕňali tak kryštalinikum či paleozoikum, resp. príkrovy fundamentu, ako aj superficiálne, mezozoické, resp. treťohorné príkrovy. Napr. pod termínom gemerikum by sa rozumel alpínsky príkrov fundamentu z paleozoických sekvencií (gemerský príkrov) s jeho obalom (severogemerická synklinála, resp. nesené kryhy mezozoika na fundamente), ďalej spišský príkrov, ale aj silický príkrov.

Veporikum by zahŕňalo veporský príkrov s obalom a križňanským príkrovom a tatrikum s príkrovmi (jadrami) kryštalinika a s permsko-mezozoickým obalom, resp. lokálnymi mezozoickými príkrovmi. Podobne je to aj s váhikom, oravikom (pozri návrh akademika Maheľa). Z uvedeného vychodí, že alpínsky a neoidne sformované (kmeňové) príkrovy by boli nižšou tektonickou kategóriou (tektonickými jednotkami) v rámci tektonických provincií označených názvami na -ikum.

Ešte nižšou kategóriou sú čiastkové príkrovy, a to v rámci alpínskych kmeňových príkrovov a v gemeriku, veporiku a tatriku aj v rámci variských kmeňových príkrovov pozostávajúcich z paleozoických, resp. starších sekvencií, ktoré sa v alpínskom orogéne sformovali, resp. vytvorili príkrovy fundamentu.

Nižšie kategórie sú už regionálne prešmyky, vrásové prešmyky, vrásky.

Podobne by sa žiadalo kategorizovať aj blokovoú stavbu.

Nepokladáme za vhodné, aby sa od rovnakého slovotvorného základu raz tvoril termín slovotvornou príponou -idy, inokedy -ikum. Napr. v uvedenom návrhu je názov búkkidy a bukovikum, preto by bolo vhodné opraviť to, resp. zvážiť náš návrh.

Vymedzenie slanika a uponika medzi rožňavskou a darnóvskou líniou je motivované skôr z nedostatku detailného poznania tohto regiónu, hlavne paleozoických členov, ktoré sú hlboko poklesnuté medzi uvedenými zlomovými pásmami a sú prikrýté meliatskou sériou (príkrovom?) a silickým príkrovom. Je veľmi pravdepodobné, že túto oblasť tvorí obdobný príkrov, ako je gemerský (možno ho nazvať uponský — Grecula, 1982, resp. slanský), pozostávajúci z paleozoických (možno aj variských) a mezozoických sekvencií (pravdepodobne meliatsky príkrov). Keďže ide o oblasť v súčasnosti intenzívne bádanú, sú naše návrhy azda predčasné, a preto je aj predčasné stanoviť tu medzi bukovikom a gemerikom dve samostatné tektonické provincie. Pravdepodobne ide o jednu sedimentačnú provinciu na prechode medzi sedimentačnou provinciou gemerika a bukovika so spoločnými vývojovými črtami (vulkanity, karbonáty) oboidvom provinciam. Podľa toho by bolo azda

lepšie spomenutú oblasť označiť ako slanikum alebo uponikum, ale iba jedným názvom. Predbežný návrh môže byť podnetom na ďalšie skúmanie tejto oblasti.

Istá časť návrhu tektonickej nomenklatúry sa zaoberá aj koreláciou tektonických jednotiek medzi Alpami a Karpátmi.

Rozdiely vo vývoji jednotlivých segmentov alpid sú markantné, ale často vyplývajú aj z nerovnakej preskúmanosti. Napr. gemerikum nie je podľa našich posledných výskumov zázemím príkrovov, ale časťou alpínskych príkrovov s mezozoikom, podobne ako drobová zóna (Grawackenzone) v oberostalpine. Gemerikum nie je vystužené rozsiahlym granitoidným masívom, ale sústavou granitoidných telies, ktoré sú súčasťou variských príkrovov. Podobným spôsobom je krížňanský príkrov spätý s variskými príkrovmi veporika. Veporikum je vývojovo, časovo a čiastočne aj metamorfne podobné gemeriku a taktiež predstavuje sústavu samostatných alpínskych príkrovov s mezozoikom, teda tak ako drobová zóna vo Východných Alpách. Aj staršie paleozoikum jednotnej staro-paleozoickej synklinály tvorí najmenej dva základné alpínske príkrovy fundamentu — gemerský a veporský a geneticky s nimi spätý spišský, chočský a krížňanský príkrov. Tým sa korelácie Východných Álp a Západných Karpát značne približujú, najmä pri korelácii príkrovov; krížňanský: frankenfelský a chočský + spišský: oberostalpín.

AKTUALITA

Dawsonit a realgár — nové minerály ložiska Špania Dolina

MILAN BLAHA

Даусонит, реальгар - новые минералы месторождения Шпанья Долина

В южной части Шпанья Долина в породах перми (фашия верукано), вблизи халькопиритовых жил североюжного простирания были обнаружены минералы реальгара неравномерных зёрн величиной 1,5 мм в трещинах песчаников. Они встречаются вместе с доломитами жёлто-зелёной окраски почечновидной формы, с антимонитом и даусонитом. Даусонит представлен игольчатовидными кристаллами величиной до 3 мм. в виде лучевидных накоплений.

Dawsonite and realgar as new minerals on the Špania Dolina deposit (Central Slovakia)

Dawsonite and realgar occur in the southern part of the Špania Dolina deposit around N—S trending chalcopyrite veins in Permian rocks (Verrucano facies). Realgar creates irregular grains of up to 1.5 mm size along fissures in lithic arenite. Crystals of realgar were found to occur together with botryoidal yellow-green dolomite, antimonite and dawsonite. Dawsonite creates radial crystalline aggregates of up to 3 mm size.

Z ložiska Špania Dolina pri Banskej Bystrici sa v minulosti ťažili dva typy zrudnenia — masívne tetraedritové žily, vyvinuté v severnej časti ložiska, a masívne chalkopyritové žily, tvoriace južnú časť ložiska.

Geologický prieskum Spišská Nová Ves v súčasnosti štôlniou Ivan overuje zásoby rudy v južnej časti ložiska. V štôlni sa banskými prácami niekoľkokrát zistila chalkopyritová žila severojužného smeru so sklonom na Z s okolným kremeňovo-dolomitovo-chalkopyritovým žilníkom.

Zrudnenie je pravidelne sprevádzané realgárom, ktorý vytvára na puklinách v drobovom pieskovci nepravidelné zrná do veľkosti 1,5 mm a v podobe náletov prestupuje trhlinkami v kremeňovo-dolomitovo-chalkopyritových žilách.

V jednom prípade sa na puklinách v drobovom pieskovci vyskytli kryštáliky realgáru v asociácii s obličkovitým žltozeleným dolomitom, antimonitom a z ložiska doteraz neznámym bielym ihličkovitým minerálom.

Pri podrobnejšom štúdiu vzoriek sa zistilo, že biely ihličkovitý minerál je dawsonit $\text{NaAl}[(\text{OH})_2/\text{CO}_3]$. Tvorí max. 3 mm veľké radiálne praskovité zhluky ihličkovitých kryštálikov obrastajúcich dolomit aj kryštáliky realgáru. Realgár v asociácii s dawsonitom je vyvinutý v podobe max. 3 mm dlhých tenkostlupovitých pozdĺžne ryhovaných kryštálikov. Medzi nimi sa sporadicky vyskytujú zhluky ihličkovitých kryštálikov antimonitu veľkých 0,5 mm.

Vzhľadom na ťažkú separáciu čistého materiálu sa na rtg zázname analýzy dawsonitu

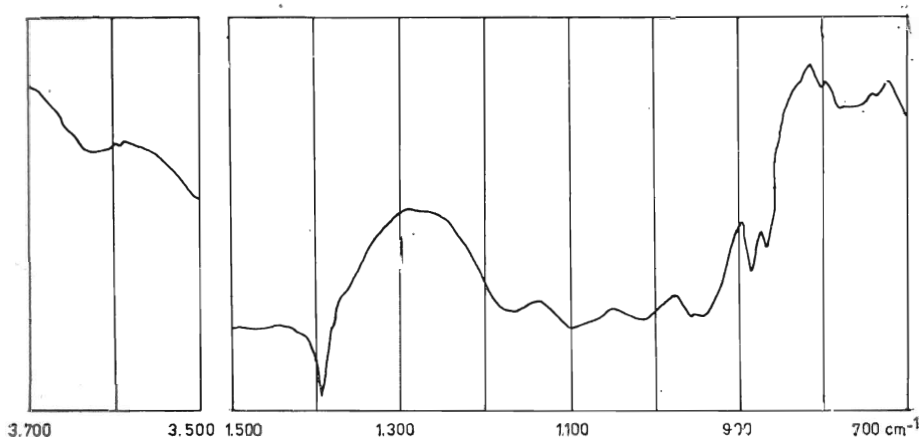
Röntgenometrická analýza zmesi kremeňa, dolomitu, realgáru a dawsonitu
X-ray data from quartz, dolomite, realgar and dawsonite mixture

Tab. 1

Číslo linie	dolomit		kremeň		realgár		dawsonit	
	I	d A	I	d A	I	d A	I	d A
1	0,5	9,913	—	—	—	—	—	—
2	2	5,665	—	—	—	—	100	5,67
3	1,5	5,404	—	—	—	—	100	—
4	1	4,982	—	—	—	—	5	4,94
5	0,5	4,556	—	—	—	—	5	4,51
6	2	4,254	—	—	35	4,26	—	—
7	1	3,701	5	3,69	—	—	10	3,71
8	5	3,341	—	—	100	3,343	—	60
9	2	3,173	—	—	—	—	90	3,19
10	1	3,070	—	—	—	—	20	3,08
11	2	2,940	—	—	—	—	80	2,94
12	10	2,884	00	2,886	—	—	—	—
13	2	2,779	—	—	—	—	—	90
14	0,5	2,595	—	—	—	—	20	2,60
15	0,5	2,492	—	—	12	2,458	50	2,49
16	1	2,191	30	2,192	—	—	40	2,20
17	0,5	2,126	—	—	9	2,128	50	2,14
18	0,5	1,987	—	—	6	1,980	—	70
19	0,5	1,858	—	—	—	—	60	1,859
20	1	1,817	—	—	17	1,817	20	1,807
21	1	1,788	30	1,786	—	—	—	—
22	0,5	1,672	—	—	7	1,672	—	—
23	1	1,543	10	1,543	15	1,541	—	30

Analýzoval Ing. Peter Pekarčík, LS GP Spišská Nová Ves

Selected powder diffraction data for minerals, 1974: č. 11 — 78 dolomit, 5 — 490 kremeň, 9 — 441 realgár, 19 — 1175 dawsonit



Obr. 1. Záznam infračervenej absorpčnej spektroskopie dawsonitu z lokality Špania Dolina. Analyzovala Prírodovedecká fakulta UJEP Brno

Fig. 1. Record of infrared absorption spectroscopy of dawsonite from the Špania Dolina deposit. Analysis by the Faculty of Science, University of Brno

a realgáru prejavil aj kremeň a dolomit (tab. 1). Čistý dawsonit bol analyzovaný infračervenou absorpčnou spektroskopiou (obr. 1). Charakteristické absorpčné pásy valečných vibrácií skupiny CO_3 sú v rozmedzí $860\text{--}880\text{ cm}^{-1}$ a v okolí 1390 cm^{-1} . Hydroxyl sa prejavil na zázname dawsonitu absorpciami pri 3590 a 3620 cm^{-1} . Semikvantitatívnu spektrálnu analýzu sa zistil obsah Al a Na (základné prvky dawsonitu) v desiatkach percent, kým Ca, Fe, Mg, Si patriace železnatému dolomitu a kremeňu majú percentový obsah.

Dawsonit na Slovensku prvý raz určil R. Ďuďa (1979) ako sprievodný minerál ortufovej mineralizácie na východnom Slovensku. Dawsonit zo Španej Doliny možno zaradiť medzi nízkotermálne minerály spolu s realgárom, antimonitom a rumelkou, ktorú zo Španej Doliny opísal D. Kubíny (1964).

Výskyt opísaných minerálov v horninách verukána možno geneticky zdôvodniť neďalekými neogénnymi ložiskami rumelky a realgáru pri Malachove a Tajove.

*Geologický prieskum
Banská Bystrica*

RECENZIA

J. L. Roberts: **Introduction to geological maps and structures**. 1st ed. Oxford, Pergamon Press Ltd. 1982. 332 p.

Výber klasických učebníc štruktúrnej geológie na zahraničnom trhu umožnil J. L. Robertsovi netradičný, ale zato efektívny výklad štruktúrnogeologických problémov. Cieľom recenzovanej príručky je totiž metodika odlišovania a rekonštrukcie typu a priestorovej pozície štruktúrnych prvkov z geologických máp. Tomuto zámeru podriadil aj sled, náplň a štruktúru ôsmich kapitol publikácie, a to od štruktúr sedimentov cez vrásové, puklinové a zlomové štruktúry po štruktúry vyvretých hornín.

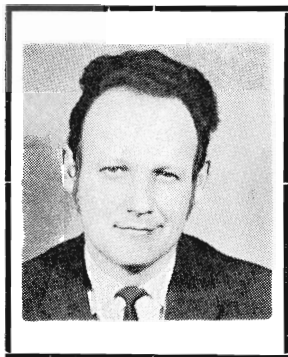
Každá z kapitol sa začína výstižnou charakteristikou príslušných štruktúr a základných problémov ich genézy a končí sa diskusiou o ich variabilnosti v mapovom zobrazení v závislosti od interferencie reliéfu, typu príslušnej štruktúry aj stavby územia. Kinematické aspekty štruktúr sú vzhľadom na zameranie práce zredukované na nevyhnutné minimum. Samostatne a na relatívne veľkom priestore (53 s.) sa interpre-

tujú typy, význam, odlišovanie a interpretačná problematika diskordancií. V záverečnej kapitole je charakteristika základných štruktúr kratónov a orogénnych zón. V ich rámci sa spracúvajú štruktúry metamorfítov, a to v obidvoch polohách, s dôrazom na vystihnutie typu a variačného trendu v priečnom a vertikálnom profile orogénnej zóny.

Recenzovaná publikácia nie je určená špecialistom. Odráža sa to v rozsahu aj forme spracovanej problematiky. Práve posledné hľadisko patrí medzi najväčšie klady príručky. Jasná formulácie, umocnené zvyčajne hojnými a starostlivo vybranými ilustráciami, iste poslúžia ako vhodné repetitória štruktúrnej geológie aj anglickej terminológie, ale najmä ako metodický návod na využitie štruktúrnej geológie v mapovacej praxi aj skúsenejším pracovníkom. Veľmi vydarené a s citlivým použitím absolútnych parametrov deskriptívnych klasifikácií (J. G. Ramsay, M. J. Fleuty) sú spracované vrásové štruktúry včítane interferenčných typov naložených systémov.

Stanislav Jacko

K nedožitým päťdesiatinám Ing. Stanislava Gazdu, CSc.



3. septembra 1983 by sa bol dožil päťdesiatich rokov Ing. Stanislav Gazda, CSc., dlhoročný pracovník Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, ktorý 19. 1. 1983 uprostred tvorivej a obetavej práce náhle a predčasne odišiel z našich radov.

Ing. Stanislav Gazda, CSc., sa narodil 3. 9. 1933 v Bratislave. V rokoch 1937—1952 žil v Nitre, kde absolvoval základnú školu a ukončil stredoškolské štúdiá. V rokoch 1952—1957 študoval na Chemickej fakulte SVST v Bratislave analytickú chémiu a úspešne ju skončil roku 1957 ako inžinier chémie.

Po štúdiách trvale pracoval na Geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Spočiatku sa ako analytik venoval rozličným druhom prírodných vied a čiastočne aj silikátovej analýze hornín a od roku 1959 sa úplne zamerlal na teoretickú a praktickú geochemiu prírodných vôd.

V rokoch 1959—1960 skúmal hydrogeochemiu uhlíčitých minerálnych vôd v okolí Hnúšťa a Hornej Súče a agresivitu povrchových a podzemných vôd Hornonitrianskej kotliny. Neskôr (1960—1961) spolupracoval na inžinierskogeologickom výskume zosunu v Handlovej a poukázal na význam geochemických faktorov pri mechanizme ich formovania. Až do roku 1968 prevažne riešil dôležité štátne úlohy, akou bol Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku a Hydrogeologický výskum juhoslovenskej panvy vo vzťahu k CO_2 . Významné sú výsledky jeho výskumu genézy

termálnych vôd v Bojniciach a ich vzťahu k uhoľným ložiskám založené na dôslednej hydrogeochemickej bilancii vôd v celej štruktúre. V juhoslovenskej uhoľnej panve bádal genézu uhlíčitých vôd, pôvod, výstupové cesty a priestorovú distribúciu CO_2 , tzv. plynový faktor, časové zmeny chemizmu a obsah plynov vo vode atď., čo umožnilo vymedziť infiltračné oblasti podzemných vôd najvýznamnejších zvodnených vrstiev regiónu. V tých rokoch sa venoval aj ďalším problémom, akým bola napr. hydrogeochemia kvartérnych sedimentov Záhorskej a Východoslovenskej nížiny, neovulkanitov stredného Slovenska, hydrogeochemickej prospekcie v Spišsko-gemerskom rudohorí a banskoštiavnickej oblasti, hydrogeochemii krasových oblastí a pod. Ing. Gazda sa významne zúčastňoval na zostavovaní hydrogeologických máp CSSR v mierke 1 : 200 000.

Vyriešil rad teoretických aj praktických hydrogeochemických problémov Západných Karpát a vypracoval novú hydrogeochemickú klasifikáciu vôd.

V rokoch 1961—1969 študoval vedeckú aspirantúru (špecializácia hydrogeochemia) na GÚDŠ Bratislava a ukončil ju roku 1969 kandidátskou dizertačnou prácou Hydrogeochemia juhoslovenskej uhoľnej panvy.

Veľmi rozsiahla bola aj jeho spolupráca s organizáciami zaoberajúcimi sa prieskumom a štúdiom podzemných vôd, ako je napr. Geotest Brno, IGHP Žilina, GP Spišská Nová Ves atď. V posledných rokoch sa jeho pozornosť sústreďovala aj na problematiku ochrany životného prostredia, najmä na ochranu podzemných vôd. Bol koordinátorom témy 1.4 (Rozpracovanie metód ochrany podzemných vôd pred znečistením) za ČSSR, ktorá sa riešila v spolupráci so ZSSR a bola ukončená roku 1978 záverečnou správou. Významne sa zaslúžil aj o rozvoj geochemie na Slovensku. V rámci nej sa zúčastnil na vypracúvaní viacerých projektov a bol koordinátorom prvej úlohy regionálnej

geochémie na Slovensku Geochemický a izotopový výskum Slovenska. Medzi jeho záslužné činy patrila práca na poli rozvoja laboratórneho výskumu. Veľkou mierou sa zaslúžil o to, že sa v rezorte SGÚ podarilo vybudovať modernú laboratórnu bázu.

Výsledky odbornej práce Ing. Stanislava Gazdu, CSc., sú zhrnuté v približne 60 správach, štúdiách, vo vyše 100 odborných článkoch a dvoch monografiách (v spoluautorstve).

Významná bola aj jeho činnosť na pedagogickom poli (SVŠT, PFUK). Vyučoval hlavne na Katedre geochémie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave, kde vychoval takmer 20 diplomantov, doktorantov a jedného kandidáta vied.

Na Geologickom ústave D. Štúra Ing. Gazda dlhé roky pracoval vo funkcii vedúceho

laboratórneho sektoru a zároveň ako vedúci oddelenia hydrogeochémie. Bol aktívny aj vo viacerých spoločenských organizáciách. Významná je aj jeho organizátorská práca. Zúčastnil sa na príprave viacerých celoštátnych seminárov a konferencií, bol spoluzakladateľom Hydrogeochemického strediska odbornej skupiny hydrogeológie pri ČSMG a SGS. Pracoval v mnohých vedeckých a odborných komisiách, organizáciách v ČSSR, aj v zahraničí (IAH, IAGC).

Za statočnú a vysoko odbornú prácu dostal Ing. Stanislav Gazda, CSc., viaceré vyznamenania. Slovenská geológia v ňom stratila vynikajúceho vedca, organizátora, čestného a úprimného človeka.

Česť jeho pamiatke!

Vladimír Hanzel, Kamil Vrana

Naši jubilanti

RNDr. Roman Vadovič päťdesiatročný



Jubilant sa narodil 24. júla 1933 v Trnave a tam absolvoval aj osem tried gymnázia. Po maturite sa zapísal na Prírodovedeckú fakultu Univerzity Komenského v Bratislave na štúdium geografie, biológie a geológie. Po roku prestúpil na

novozaloženú Fakultu geograficko-geologických vied a úspešne ju roku 1955 ukončil ako promován geológ so špecializáciou inžinierska geológia. Roku 1967 získal doktorát prírodných vied.

Po skončení vysokoškolských štúdií nastúpil RNDr. Roman Vadovič na bratislavské pracovisko Ústavu stavebnej geológie Žilina. V rokoch 1955—1961 pracoval vo funkcii geológa a už v tomto období ako zodpovedný riešiteľ diela Wolfsthal — Bratislava dokázal, že patrí medzi našich najlepších inžinier-

ských geológov. Ako zodpovedný riešiteľ vodného diela Ružín mal na starosti rozsiahlu inžinierskogeologickú aj hydrogeologickú prípravu tejto zložitej stavby a zúčastňoval sa na prácach od vyhľadávacieho prieskumu až do výstavby diela.

Roku 1961 vymenovali jubilanta za úspešného geológa v Bratislave a v tejto funkcii začal organizovať geologickú zložku závodu, a to na úrovni zodpovedajúcej progresívnym odborným nárokom najmä pri výstavbe vodných diel, priemyselných stavieb a sídlisk.

Intenzívna projektová príprava sústavy vodných diel na Dunaji si vyžiadala rozmanité špeciálne opatrenia a jedným z nich bolo vytvorenie Riadiacej a koordinačnej skupiny pre prieskumné práce na Dunaji Ústredným geologickým úradom roku 1964. RNDr. Roman Vadovič sa v rámci nej stal vedúcim inžinierskej geológie. Viedol celý inžinierskogeologický prieskum, na ktorom sa zúčastňovali takmer všetky prieskumné pracoviská v Československu. Zároveň bol zodpovedný za vypracovanie jednotnej metodiky a rozsahu prác spoločných s maďarskou stranou.

Po zriadení závodu v Bratislave bol jubi-

lant roku 1965 vymenovaný za hlavného geológa závodu. Má rozhodujúcu zásluhu o budovanie geologického odboru závodu, ktorý mal už roku 1968 115 pracovníkov. Počas tohto obdobia sa naďalej zúčastňoval na vypracúvaní spoločných československo-maďarských správ pre vodné diela na Dunaji.

Roku 1968 viedol československú hydrogeologickú expedíciu v severnom Jemene. Bola to prvá veľká slovenská vrtná expedícia v zahraničí. V ťažkých a zložitých podmienkach jemenskej spoločnosti a Arabskej púšte splnil úlohy úspešne a získal si vážnosť i popularitu medzi Jemencami i členmi expedície. Po roku 1969 bol do Jemenu vyslaný ešte viac ráz, aby riešil problémy, ktoré pri práci expedície nastali.

V rokoch 1970—1974 pracoval RNDr. Roman Vadovič ako odborný geológ špecialista na viacerých dôležitých akciách. Bol zodpovedným riešiteľom vodného diela Kráľová

a od roku 1974 ako vedúci Riadiacej a koordináčnej skupiny pre sústavu vodných diel na Dunaji zodpovedal za inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum celej sústavy.

Roku 1977 sa jubilant stal zástupcom československej hydrogeologickej expedície v Nigérii, pričom využil bohaté skúsenosti z Jemenu, jazykové schopnosti a dôkladné poznanie afrických pomerov.

V súčasnosti pracuje ako vedúci našej hydrogeologickej expedície v Nigérii, v ktorej je 70 našich expertov a ktorá má úlohu vyvŕtať a vystrojiť 795 studní v klimaticky a geologicky zložitých podmienkach severnej Nigérie.

RNDr. Romanovi Vadovičovi k jeho päťdesiatym narodeninám blahoželá početná obec československých geológov. Vyslovuje mu uznanie za doterajšiu prácu, ako aj želanie mnohých nových úspechov v ďalších rokoch.

Ivan Šarik

Na päťdesiatiny

doc RNDr. Dušana Hovorku, CSc.



S menom jubilanta je nerozlučne spätá úspešná vedeckovýskumná, pedagogická a organizačná činnosť a budovanie Katedry petrografie a Geologického ústavu Univerzity Komenského v Bratislave.

D. Hovorka sa narodil 22. 8. 1933 vo Zvolene. Maturoval s vyznamenaním na Gymnáziu v Lučenci roku 1952. V rokoch 1952—1956 pokračoval v štúdiu na Fakulte geologicko-geografických vied Univerzity Komenského, ukončil ho s vyznamenaním a stal sa asistentom na katedre petrografie. Roku 1964 úspešne obhájil kandidátsku dizertačnú prácu a roku 1968 sa habilitoval za docenta petrografie erupívnych a metamorfovaných hornín. Po dvadsaťročnej úspešnej pedagogickej, vedeckovýskumnej i organizačnej činnosti na Katedre petrografie sa roku 1977 stal samostatným vedeckým pracovníkom a súčasne vedeckým tajomníkom Geologického ústavu UK.

Jubilant patril medzi mojich najnadanejších, ale aj najagilnejších a najpracovitejších žiakov, a preto je len celkom prirodzené, že paleta jeho úspešnej činnosti je veľmi široká a záslužná.

Ťažiskom práce D. Hovorku je vedeckovýskumná činnosť, najmä petrografický a geochemický výskum erupívnych a metamorfovaných hornín. Doma aj v zahraničí publikoval vyše 100 originálnych prác, takmer 40 % vo svetových jazykoch. Jeho práce majú vysokú vedeckú úroveň, čo vyplýva z vynikajúcej teoretickej prípravy autora, ako aj z jeho hlbokého poznania riešených problémov. Sú odrazom súčasného trendu svetovej petrológie, ktorého konečným cieľom je poznanie genézy skúmaných horninových komplexov.

Prinášajú veľa zaujímavých a často všeobecne platných poznatkov o zákonitostiach vývoja erupívnych a metamorfovaných hornín kryštalinika a mezokenozoika Západných Karpát, a preto sa veľmi často a pozitívne citujú v domácej aj zahraničnej literatúre. Spomeňme z nich aspoň práce zaoberajúce sa genézou a litológiou ultrabazitov, ultramafitov a lamprofyrov Západných Karpát, ale nemožno pritom zabúdať ani na jeho základné

poznatky o litológii a genéze amfibolitov západokarpatského kryštalinika, ktoré majú v karpatskej literatúre trvalú platnosť.

Nie menej významným prínosom do rozvoja slovenskej petrológie sú aj práce jubilanta o pôvode a vzniku granotoidov Západných Karpát a ich horninotvorných a akcesorických minerálov či o predmetamorfnom vývoji západokarpatského kryštalinika alebo o geotektonickom postavení terciérnych bazaltov ap.

D. Hovorka je aj vynikajúcim pedagógom. Ešte ako člen katedry petrografie vyše dvadsať rokov viedol cvičenia a prednášal petrografiú erupčných a metamorfovaných hornín. Viedol mnohých diplomatov, ktorí pod jeho odborným vedením často vyriešili aj zložité geologicko-petrografické alebo petrograficko-geochemické problémy kryštalinika Západných Karpát. Prednášal s entuziazmom žiakom a vedel svojich žiakov získať pre vedeckú činnosť. Najlepším dôkazom toho bolo zgrupovanie sa mladých adeptov petrológie okolo nášho jubilanta v rámci študentskej vedeckej a odbornej tvorivosti.

Na doplnenie obrazu činnosti jubilanta treba konštatovať, že D. Hovorka je veľmi aktívny aj v spoločensko-politickej a organizačnej práci. Už v priebehu stredoškolských a vysokoškolských štúdií bol funkcionárom ČSM, bol tiež členom OV ČSTV v Lučenci, členom Okresnej komisie pre športové hry mládeže, členom ZV ROH na Fakulte geologicko-petrografických vied UK, členom CZ

ROH na Univerzite Komenského. Bol aj tajomníkom bratislavskej pobočky Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu a nateraz je predsedom výboru bratislavskej pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti. Okrem toho je zodpovedným redaktorom Acta geologica, členom odborných periodik SAV a Geologického ústavu D. Štúra. Je tiež členom pracovnej skupiny 2 problémovej komisie IX mnohostranných dohôd akadémií socialistických štátov, členom výboru VTS pri Geologickom ústave UK, členom celoštátnej komisie pre udeľovanie hodností DrSc. z odboru mineralógi a petrografia ap.

Za doterajšiu záslužnú činnosť o rozvoj slovenskej petrografie a geológie bola roku 1983 jubilantovi udelená bronzová medaila Prírodovedeckej fakulty UK, bronzová medaila Univerzity Komenského a medaila J. Sláviky Slovenskej geologickej spoločnosti.

Život je ako tok rieky, nie vždy tečie priamočiaro, meandruje, prekonáva pereje a úskalia, ale na svojom toku mohutnie, zavlažuje polia, poháňa turbíny a prináša ľuďom úžitok. Aj život nášho jubilanta nie je vždy bez úskalí, ale prekonáva ich úspešne v čínorodej práci pre rozvoj našej vedy.

Slovenská geologická verejnosť, priatelia a známi úprimne blahoželajú doc. RNDr. D. Hovorkovi, CSc., k jeho životnému jubileu a prajú mu plného zdravia, entuziazmu i veľa ďalších pracovných a životných úspechov na prospech slovenskej petrografie.

Jakub Kamenický

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 15, číslo 6, december 1983.

Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.

Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 7, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 29. 12. 1983.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 7, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

Michal Maheľ

Návrh na novú tektonickú nomenklatúru
základných tektonických elementov Zá-
padných Karpát

Proposal of the new tectonic nomenclatory
of basic tectonic elements in the West
559 Carpathians

Pavol Grecula

Poznámky k tektonickej nomenklatúre

567 Remarks to the tectonic nomenclatory

AKTUALITY

NEWS

Stanislav Polák

Chapmanit z Pezinka

565 Chapmanite from Pezinok (SW Slovakia)

Milan Bláha

Dawsonit a realgár — nové minerály lo-
žiska Špania dolina

Dawsonite and realgar as new minerals
on the Špania Dolina deposit (Central Slo-
vakia)

570

KRONIKA

CHRONICLE

Vladimír Hanzel — Kamil Vrana

K nedožitým päťdesiatinám Ing. Stanisla-
va Gazdu, CSc.

The late Ing. Stanislav Gazda, CSc., fifty
573 anniversary of birth

Ivan Šarik

RNDr. Roman Vadovič päťdesiatročný

574 Fifty years of RNDr. Roman Vadovič

Jakub Kamenický

Na päťdesiatiny doc. RNDr. Dušana Ho-
vorku, CSc.

To fifty years of Doc. RNDr. Dušan Ho-
575 vorka, CSc.

RECENZIE

BOOK REVIEW

Radan Květ

F. Čech: Ložiská palív — vzťah k hlbinej
stavbe panonskej panvy a karpatského
oblúka

F. Čech: Fuel deposits: relations to the
deep structure of the Pannonian basin and
500 the Carpathian arc.

Ján Hurný

R. Ďuďa — D. Slivka: Minerály Slovenska

R. Ďuďa — D. Slivka: Minerals of Slo-
vakia

516

Arnošt Dudek — Lubomír Kopecný sen.

Atlas geologiczny podłoża krystalicznego
polskiej cząści platformy wschodnioeuro-
pejskiej

Geological atlas of the crystalline base-
ment of the East-European platform

530

Stanislav Jacko

J. L. Roberts: Úvod ku geologickým ma-
pám a štruktúram

J. L. Roberts: Introduction to geological
572 maps and structures

VYDAVATEL:

SLOVENSKÁ GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ – BRATISLAVA

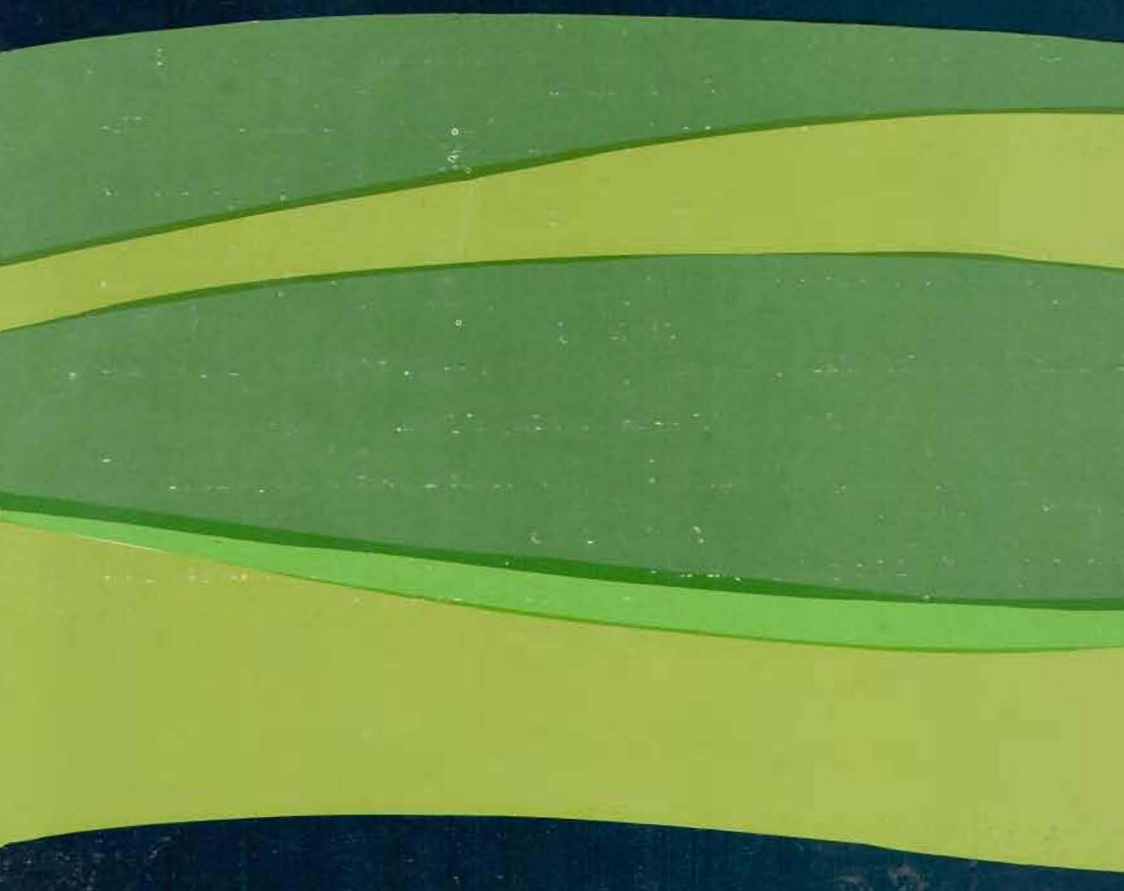
SLOVENSKÝ GEOLOGICKÝ ÚRAD – BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ A HYDROGEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ PRIESKUM, N. P., SPIŠSKÁ NOVÁ VES

49 374

The lower half of the page features a large, abstract graphic design. It consists of several thick, wavy, horizontal bands of color. The colors are various shades of green and yellow, creating a layered, landscape-like effect. The bands are separated by thin, dark lines. The overall style is modern and minimalist.